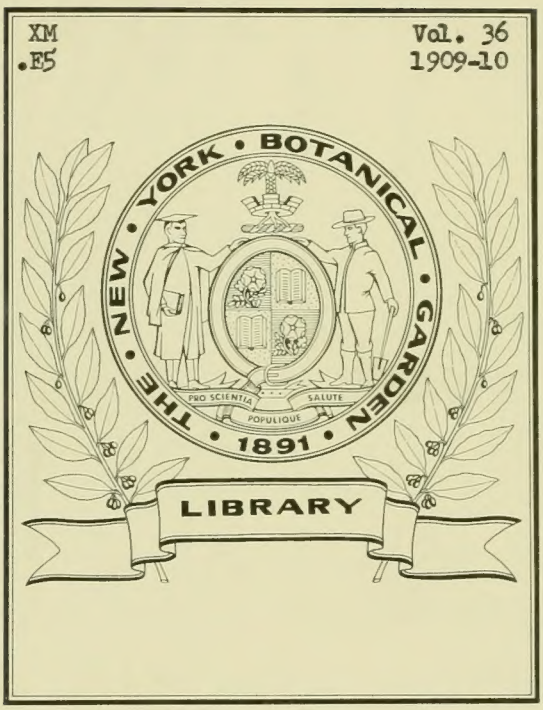
XM
.E5

Vol. 36
1909-10



MÉMOIRES

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE

ET

D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

MÉMOIRES

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE

ET

D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

LIBRARY
NEW YORK
BOTANI
GARD

Volume 36

(1909-1910)

GENÈVE
GEORG & Cie
BALE et LYON même maison.

PARIS
G. FISCHBACHER
33, rue de Seine.

1909-1910

.F5
v.36
1909-10

GENÈVE. — IMPRIMERIE ALBERT KÜNDIG

TABLE DES MATIÈRES

DU

du Volume 36 (1909-1910).

FASCICULE 1 (Juillet 1909).

Pages

Règlement de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève, mis à jour au 1er février 1909. 1

Tableau des membres de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève. Mai 1909. 11

Rapport du Président de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève pour l'année 1908, par M. le Prof. Ch. Sarasin. 17

Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Le bassin de la Haute-Vichéra, par MM. L. Duparc, F. Pearce et M. Tikanowitch. Avec 32 figures, 1 carte, 4 planches et 40 clichés dans le texte 33

FASCICULE 2 (Mars 1910).

Exposé résumé de la Géométrie des « Feuillets ». Nouvelle géométrie de l'espace basée sur la considération du « corps rigide » comme élément spacial primitif, par M. René de Saussure. Avec 2 planches 211

Rapport du Président de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève pour l'année 1909, par M. John Briquet 267

FASCICULE 3 (Août 1910).

Les minéraux des pegmatites des environs d'Antsirabé à Madagascar, par MM. L. Duparc, M. Wunder et R. Sabot. Avec 40 clichés hors texte et 51 figures . . 283

FASCICULE 4 (Décembre 1910).

Les Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhone, par H. L.-W. Coller. Avec 33 figures dans le texte, 10 planches dont 1 panorama, et 1 carte géologique. 411

TABLE ALPHABÉTIQUE DES AUTEURS

Pages.

Briquet, John. — Rapport du Président de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève pour 1909 267

Collet, L.-W. — Les Hautes-Alpes calcaires entre Arve et Rhône. 111

Duparc, L., Pearce, F. et Tikanowitch, M. — Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Le bassin de la Haute-Vichéra 33

Duparc, L., Wunder, M. et Sabot, R. — Les minéraux des pegmatites des environs d'Antsirabé à Madagascar. 283

Sarasin, Ch. — Rapport du Président de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève pour 1908 17

Saussure (de), René. — Exposé résumé de la Géométrie des « Feuillets ». Nouvelle géométrie de l'espace basée sur la considération du « corps rigide » comme élément spacial primitif 211

MÉMOIRES

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE

ET

D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

Volume 36

Fascicule 1. — (Juillet 1909)

Règlement de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève.
Tableau des membres de la Société.
Rapport du président pour 1908.
Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord, par L. Duparc, F. Pearce et M. Tikanowitch.

GENÈVE
GEORG & Cie
BALE et LYON même maison.

PARIS
G. FISCHBACHER
33, rue de Seine.

PRIX : 20 FRANCS

TABLE DES MATIÈRES

DU

FASCICULE 1. VOLUME 36

Pages

Règlement de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève, mis à jour au 1er février 1909. 1

Tableau des membres de la Société 11

Rapport du Président de la Société pour l'année 1908, par M. Charles Sarasin, prof. 17

Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Le bassin de la Haute Vichera, par Louis Duparc, professeur à l'Université de Genève, F. Pearce, professeur extraordinaire à l'Université de Genève, et M. Tikanowitch, assistant au laboratoire de minéralogie.

Troisième mémoire avec 32 figures, 1 carte, 4 planches et 40 clichés dans le texte. 33

RÈGLEMENT

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

MIS A JOUR AU 1er FÉVRIER 1909

CHAPITRE Ier

Composition de la Société.

ARTICLE PREMIER. — La *Société de Physique et d'Histoire naturelle*, fondée à Genève en 1790, et constituée, suivant décision prise en Assemblée générale le 5 juillet 1894, en Société jouissant de la personnalité civile, conformément au Titre XXVIII du Code fédéral des Obligations, a pour objet l'étude et l'avancement des sciences physiques et naturelles.

Elle a son siège à Genève, sa durée est indéterminée.

ART. 2. — Elle se compose de membres ordinaires, d'associés libres, de membres émérites et de membres honoraires.

ART. 3. — Pour être reçu *membre ordinaire*, il faut être domicilié dans le Canton, ou assez près de Genève pour pouvoir suivre régulièrement les séances; avoir communiqué à la Société un mémoire original, ou avoir publié des travaux estimés; enfin être présenté et admis selon les formes indiquées dans l'article 31. Les membres ordinaires sont seuls appelés à remplir des fonctions au sein de la

AUG 7 - 1923

Société, ainsi qu'à exercer les droits de présentation, d'élection et de votation. Leur nombre ne peut dépasser quatre-vingts.

ART. 4. — En dehors de ses membres ordinaires, la Société s'adjoint, à titre d'*associés libres*, des personnes qui témoignent de l'intérêt pour ses travaux et ses publications.

Les associés libres ont le droit d'assister à toutes les séances de la Société et de lui faire des communications sur des sujets scientifiques.

ART. 5. — La Société peut, par une décision spéciale, conférer aux anciens membres ordinaires le titre de *membres émérites*. Ceux-ci ont le droit de reprendre la qualité de membres ordinaires quand ils le veulent, même lorsque le nombre fixé dans l'article 3 est atteint.

ART. 6. — La Société peut accorder le titre de *membre honoraire* aux savants qui ne résident pas dans le Canton, et qui se sont distingués dans les sciences physiques ou naturelles. Leur nombre est limité à soixante.

Les membres honoraires ont le droit, lorsqu'ils se trouvent à Genève, d'assister aux séances, de lire des mémoires et de faire des communications sur les objets dont s'occupe la Société.

ART. 7. — On sort de la Société par démission adressée par écrit au président.

CHAPITRE II

Offices de la Société.

ART. 8. — La Société nomme parmi ses membres ordinaires un président, un vice-président, un secrétaire des séances, un secrétaire correspondant et un trésorier.

Ces cinq membres constituent le *Bureau* de la Société.

ART. 9. — Le Bureau est investi des pouvoirs les plus étendus pour l'administration des affaires de la Société. Pour tous actes à passer et toutes

signatures à donner, il est représenté par un ou plusieurs de ses membres, spécialement délégués à ces fins, et porteurs d'un extrait de procès-verbal en bonne forme.

Art. 10. — Toutes publications administratives concernant la Société ont lieu par la voie de la *Feuille d'Avis officielle du Canton de Genève*. Les convocations se font par cartes personnelles.

Art. 11. — Le président est chargé de veiller d'une manière générale aux intérêts de la Société.

Ses fonctions commencent et cessent avec l'année. A la fin de chaque exercice, il présente un rapport sur la marche et les travaux de la Société pendant l'année de sa présidence. Ce rapport est discuté en réunion particulière, puis imprimé dans le volume annuel des Mémoires et transmis à la Société helvétique des sciences naturelles, ainsi qu'à tous les membres de la Société de Physique.

Art. 12. — Chaque année, dans le mois de janvier, la Société nomme un vice-président, lequel devient président l'année suivante.

Le président sortant ne peut être réélu immédiatement aux fonctions de vice-président.

Art. 13. — Le secrétaire des séances est chargé de la tenue des procès-verbaux et de l'expédition des diplômes. Il tient deux registres différents, l'un pour les objets scientifiques dont on s'est occupé dans les séances, l'autre pour ce qui concerne l'administration de la Société. Il surveille l'envoi des cartes de convocation.

Il est élu pour trois ans et rééligible.

Art. 14. — Le secrétaire correspondant est chargé des relations avec les Sociétés étrangères. Il surveille les publications de la Société.

Il est élu pour trois ans et rééligible.

Art. 15. — Le trésorier est chargé de tout ce qui concerne les finances de la Société. Il doit, en outre, veiller à la conservation des Archives.

Il est élu pour trois ans et rééligible.

Art. 16. — Les membres du Bureau sont nommés à la majorité absolue des suffrages. Si un second tour de scrutin est nécessaire, les deux noms qui ont réuni le plus de voix sont ballottés. En cas d'égalité de suffrages, le membre le plus âgé est élu.

ART. 17. — Un comité spécial, appelé *Comité de publication*, s'occupe de tout ce qui concerne le choix et l'impression des travaux à insérer dans les Mémoires de la Société.

Outre les membres du Bureau, il renferme quatre autres membres nommés au scrutin secret, à la majorité relative des suffrages. En cas d'égalité des voix, le plus âgé est élu. Deux de ces membres sortent à la fin de chaque année et ne sont pas immédiatement rééligibles.

Le secrétaire correspondant y fait office de secrétaire.

CHAPITRE III

Finances et Contributions.

ART. 18. — Les ressources de la Société sont fournies par les contributions de ses membres, par la vente des Mémoires, par les allocations des auteurs pour aider à leur publication, par des dons et par des legs.

ART. 19. — Les membres ordinaires et les associés libres sont seuls appelés à contribuer aux dépenses de la Société.

La contribution annuelle des membres ordinaires est fixée chaque année par l'Assemblée générale, proportionnellement aux dépenses prévues.

La contribution annuelle des Associés libres est de fr. 20.

En cas de décès ou de démission, la contribution de l'année courante est acquise à la Société.

ART. 20 — Tout membre ou associé libre peut, en versant une fois pour toutes la somme de 400 francs, se libérer de toute contribution ultérieure.

Il sera formé de cette manière un *Fonds de contributions à vie*, dont le capital est inaliénable, et dont les intérêts sont versés au compte courant de la Société.

Art. 21. — L'excédent des recettes sur les dépenses, ainsi que les dons et legs sans destination spéciale, sont portés au compte courant de la Société, qui peut disposer à son gré du capital et des intérêts.

Art. 22. — Le trésorier gère les fonds de la Société conformément aux décisions du Bureau.

Il fait percevoir les contributions aussitôt après l'Assemblée générale, ordonne et solde toutes les dépenses. Il doit présenter un rapport détaillé de sa gestion à l'Assemblée générale annuelle.

CHAPITRE IV

Séances. Lectures.

Art. 23. — Les séances sont consacrées aux communications scientifiques. Les personnes étrangères à la Société peuvent y être admises, sur la présentation faite par un membre au président.

La Société se forme en *Réunion particulière* pour discuter ce qui se rapporte à son régime intérieur. Les étrangers ne sont pas admis. Les membres ordinaires seuls ont voix délibérative.

Art. 24. — Dans la période de novembre à avril, les séances ont lieu le premier et le troisième jeudi de chaque mois; dans la période de mai à octobre elles ont lieu le premier jeudi du mois seulement. Les séances du mois d'août et du mois de septembre sont facultatives.

Art. 25. — Le président, ou, en son absence, le Bureau peut convoquer des séances exceptionnelles, soit pour des objets urgents, soit à l'occasion de l'arrivée d'un savant étranger.

Art. 26. — L'Assemblée générale annuelle a lieu dans la seconde séance de janvier. Elle est consacrée essentiellement à entendre le rapport du pré-

sident sorti de charge, ainsi que ceux du trésorier et du comité de publication, à fixer la contribution de l'année et à faire les élections mentionnées dans le Chapitre II.

Art. 27. — Dans les autres séances, après la lecture du procès-verbal, le président donne la parole : 1° aux personnes qui ont des travaux originaux à présenter, en commençant par celles qui sont nommées sur la carte de convocation ; — 2° aux personnes qui désirent signaler brièvement des publications ou des faits de nature à intéresser la Société.

Art. 28. — Les communications ne doivent pas, dans la règle, dépasser une demi-heure. Le président est chargé de rappeler cette clause aux membres qu'elle concerne, toutes les fois qu'il y a plus d'un travail annoncé.

Art. 29. — Les personnes qui désirent présenter des travaux originaux sont invitées à en informer le président ou le secrétaire des séances, assez tôt pour que leur nom puisse être inscrit sur les cartes de convocation.

Art. 30. — Lorsqu'il se présente quelque objet important relatif au régime intérieur de la Société, la carte de convocation l'indique, et le président annonce, en ouvrant la séance, que la Société se formera pour ce motif en réunion particulière.

CHAPITRE V

Présentations. Élections.

Art. 31. — La présentation à une place de membre ordinaire doit être appuyée par la signature d'au moins cinq membres ordinaires. Les titres du candidats sont discutés dans une réunion particulière. La Société vote sur cette candidature dans une autre réunion particulière, qui se tient un mois plus tard. La votation a lieu au scrutin secret et à la majorité des deux tiers des suffrages.

Le procès-verbal ne mentionne ces opérations que si le candidat est élu.

ART. 32. — Dans le cas où il ne peut être nommé qu'un seul membre, par suite de l'article 3, et où il serait présenté plusieurs candidats, si aucun d'eux ne réunit au premier tour de scrutin les deux tiers des suffrages, on ballotte les deux personnes qui ont eu le plus de voix. En cas d'égalité, le candidat le plus âgé est élu.

ART. 33. — Les associés libres sont nommés par le Comité de publication, sur la présentation d'un membre ordinaire de la Société. Cette présentation est adressée directement au président.

Aucune nomination ne peut être faite si le candidat ne réunit les voix d'au moins cinq membres du Comité. Les noms de ceux qui ont voté affirmativement sont inscrits au registre du Comité.

La nomination des associés libres est annoncée à la Société dans sa plus prochaine séance.

ART. 34. — Lorsqu'un membre ordinaire de la Société désire faire recevoir un membre honoraire, il en adresse la proposition par écrit au président, en exposant les titres du candidat. La présentation est soumise au Comité de publication. Si celui-ci est favorable à la demande, le président propose à la Société d'admettre le candidat, en suivant les formes indiquées dans l'article 25, sauf en ce qui concerne le concours des cinq membres signataires qui est remplacé par le préavis favorable du Comité. La majorité des deux tiers des suffrages est également nécessaire pour l'admission.

ART. 35. — Les diplômes sont signés par le président et le secrétaire des séances.

ART. 36. — Il ne peut y avoir une élection de membres ou de fonctionnaires de la Société sans que les cartes de convocation l'aient annoncée.

CHAPITRE VI

Publications.

ART. 37. — La Société édite deux sortes de publications, les *Compte Rendus* et les *Mémoires*.

ART. 38. — Les *Compte Rendus* donnent un résumé des communications faites à la Société. Afin d'en assurer l'exactitude, les auteurs sont tenus de remettre au secrétaire un extrait de leur travail dans les huit jours qui suivent la séance. Dans la règle cet extrait ne doit pas dépasser trois pages.

ART. 39. — Les Mémoires, de format in-4°, contiennent des travaux inédits qui sont présentés à la Société et acceptés par le Comité de publication. Ils renferment en outre des rapports présidentiels et d'autres documents administratifs.

ART. 40. — Le mode de publication des Mémoires est fixé de la manière suivante :

1° Le volume ne sera plus divisé en deux parties. Il paraîtra par fascicules dont le nombre et la date de publication ne sont pas fixés d'avance et dont la réunion formera un volume de 500 à 700 pages. Une numérotation générale des pages se suivra dans le volume, du commencement à la fin.

Le volume et les planches seront numérotés en chiffres arabes.

En tête de chaque bonne page se trouvera, en abrégé, le titre du mémoire et, au verso, le nom de l'auteur. Le titre abrégé du volume, son numéro et l'année de publication seront indiqués en signature sur chaque feuille d'impression et sur chaque planche. Ils figureront également sur les tirages à part. En tête du volume se trouveront :

a) un faux-titre ;

b) un titre ;

c) une table des matières avec titre *in extenso* disposée par ordre de publication et indiquant la date d'apparition de chacun des fascicules formant le volume.

Ces pièces liminaires, de même que la couverture du volume, seront envoyées avec le dernier fascicule.

2° Chaque fascicule renfermera un ou plusieurs mémoires. Il portera sur sa couverture la date de sa publication et son prix de vente et, au verso, l'indication des mémoires qu'il contient.

Il ne sera jamais publié de mémoire (ou « partie de mémoire ») incomplet dans un fascicule.

3° Les auteurs reçoivent gratuitement 25 tirages à part de leurs mémoires. Lorsqu'ils en demandent un plus grand nombre, ils leur sont livrés aux prix de revient, à la condition, cependant, de ne pas être mis en vente. Les tirages à part ne seront jamais livrés aux auteurs avant l'expédition du fascicule.

Ils porteront, en tête de la première page, l'indication du volume auquel ils appartiennent.

Les tirages à part sont remis aux auteurs sans titre spécial et avec la couverture des fascicules.

4° Lorsqu'un fascicule renferme plusieurs mémoires, ces derniers ne se vendent pas séparément.

5° Le Comité de publication est chargé d'établir le chiffre du tirage et le prix de vente de chaque fascicule.

ART. 41. — Les Mémoires ne sont adressés à titre d'échange qu'à celles des sociétés correspondantes qui envoient à la Société de physique des publications d'importance analogue.

Les membres ordinaires, émérites et honoraires ont le droit de recevoir un exemplaire des Mémoires. Les associés libres ne le recevront que sur leur demande.

Les membres perdent leurs droits sur tout fascicule non réclamé dans les trois ans qui ont suivi sa publication.

CHAPITRE VII

Prix de Candolle.

ART. 42. — Un prix de la valeur de cinq cents francs, fondé par *Augustin-Pyramus de Candolle*, est décerné tous les cinq ans à l'auteur de la meilleure monographie inédite d'un genre ou d'une famille de plantes.

Les membres ordinaires de la Société ne peuvent concourir. Si la Société ne publie pas le mémoire couronné, il est restitué à son auteur.

CHAPITRE VIII

Modifications au Règlement. — Dissolution.

ART. 43. — Toute proposition de modification au présent Règlement doit avoir été annoncée dans une réunion particulière, pour être indiquée sur les cartes de convocation et discutée dans une autre réunion particulière, à un mois de date.

ART. 44. — En cas de dissolution de la Société, la dernière Assemblée générale des membres ordinaires décidera du mode d'emploi de l'actif disponible.

TABLEAU DES MEMBRES

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

Mai 1909.

1° MEMBRES ORDINAIRES RÉSIDANT A GENÈVE

Date de réception.		
1861	MM.	*Casimir* DE CANDOLLE, botaniste.
1863		*Lucien* DE LA RIVE, physicien.
1865		*Arthur* ACHARD, ingénieur.
1868		*Jean-Louis* PREVOST, médecin.
1869		*Edouard* SARASIN, physicien.
1869		*Ernest* FAVRE, géologue.
1873		*Emile* ADOR, chimiste.
1873		*William* BARBEY, botaniste.
1874		*Adolphe* D'ESPINE, médecin.
1874		*Eugène* DEMOLE, chimiste.
1876		*Théodore* TURRETTINI, ingénieur.
1876		*Pierre* DUNANT, médecin.
1880		*Auguste-H.* WARTMANN, médecin.
1882		*Gustave* CELLÉRIER, mathématicien.

1883 MM. *Raoul* GAUTIER, astronome.
1884 *Maurice* BEDOT, zoologiste.
1887 *Amé* PICTET, chimiste.
1888 *Robert* CHODAT, botaniste.
1889 *Alexandre* LE ROYER, physicien.
1889 *Louis* DUPARC, géologue-minéralogiste.
1889 *F.-Louis* PERROT, physicien.
1889 *Eugène* PENARD, zoologiste.
1889 *Charles-Eugène* GUYE, physicien.
1890 *Paul* VAN BERCHEM, physicien.
1890 *André* DELEBECQUE, ingénieur.
1890 *Théodore* FLOURNOY, psychologue.
1890 *Albert* BRUN, minéralogiste.
1890 *Emile* CHAIX, géographe.
1892 *Charles* SARASIN, paléontologiste.
1892 *Philippe-A.* GUYE, chimiste.
1893 *Charles* CAILLER, mathématicien.
1893 *Maurice* GAUTIER, chimiste.
1893 *John* BRIQUET, botaniste.
1894 *Paul* GALOPIN, physicien.
1897 *Frédéric* REVERDIN, chimiste.
1897 *Théodore* LULLIN, physicien.
1897 *Arnold* PICTET, zoologiste.
1898 *Justin* PIDOUX, astronome.
1898 *Auguste* BONNA, chimiste.
1900 *Emile* FREY-GESSNER, entomologiste.
1900 *Augustin* DE CANDOLLE, botaniste.
1902 *F.-Jules* MICHELI, physicien.
1902 *B.-P.-Georges* HOCHREUTINER, botaniste.
1902 *Alexis* BACH, chimiste.
1902 *Thomas* TOMMASINA, physicien.
1902 *Frédéric* BATTELLI, médecin.
1903 *René* DE SAUSSURE, physicien.
1903 *Emile* YUNG, zoologiste.
1904 *Edouard* CLAPARÈDE, psychologue.
1904 *Eugène* PITTARD, anthropologiste.
1905 *Louis* BARD, médecin.
1905 *Edouard* LONG, médecin.

1905 MM. *Francis* PEARCE, minéralogiste.
1905 *Johan* CARL, entomologiste.
1905 *Adrien* JAQUEROD, physicien.
1907 *Hector* CRISTIANI, médecin.
1907 *Prosper* DE WILDE, chimiste.
1907 *Charles* DU BOIS, médecin.
1908 Mlle *Lina* STERN, physiologiste.
1908 MM. *Auguste* ETERNOD, médecin.
1909 *Léon-W.* COLLET, géologue.
1909 *Etienne* JOUKOWSKY, géologue.

2° MEMBRES ÉMÉRITES

1863 MM. *Henri* DOR, médecin, Lyon.
1869 *Raoul* PICTET, physicien, Berlin.
1893 *J.-M.* CRAFTS, chimiste, Boston.
1897 *David* SULZER, ophtalmologue, Paris.
1898 *Franz* DUSSAUD, physicien, Paris.
1902 *Emile* BURNAT, botaniste, Vevey.
1902 Mlle *Catherine* SCHEPILOFF, médecin, Moscou.
1902 MM. *Henri* AURIOL, chimiste, Montpellier.
1908 *Etienne* RITTER, géologue, Colorado Springs.
1908 *Edouard* BUGNION, entomologiste, Lausanne.

3° MEMBRES HONORAIRES

1849 MM. *Charles* BRUNNER DE WATTENWYL, Vienne.
1869 *Félix* PLATEAU, Gand.
1869 *Edouard* HAGENBACH, Bâle.
1870 *Ernest* CHANTRE, Lyon.
1871 *Pierre* BLASERNA, Rome.
1872 *Samuel-H.* SCUDDER, Boston.
1874 *François-A.* FOREL, Morges.
1875 *J.-Norman* LOCKYER, Londres.
1880 *Alexandre* AGASSIZ, Cambridge (Mass.).
1883 *Henri* DUFOUR, Lausanne.

1884 MM. *Louis* Cailletet, Paris.
1884 *Albert* Heim, Zurich.
1887 *Théophile* Studer, Berne.
1887 *Eilhardt* Wiedemann, Erlangen.
1889 *Ludwig* Radlkofer, Munich.
1892 *Hermann* Ebert, Munich.
1892 *Adolphe* von Baeyer, Munich.
1892 *Emile* Fischer, Berlin.
1892 *Emile* Noelting, Berlin.
1892 *Adolphe* Lieben, Vienne.
1892 *Maurice* Hanriot, Paris.
1892 *Stanislas* Cannizzaro, Rome.
1882 *Léon* Maquenne, Paris.
1892 *Arthur-Rudolf* Hantzsch, Leipzig.
1892 *Auguste* Michel-Lévy, Paris.
1894 *Joseph* Hooker, Sunningdale.
1894 *Ch.-Edouard* Guillaume, Sèvres.
1894 *Kristian* Birkeland, Christiania.
1894 *Jakob* Amsler-Laffon, Schaffhouse.
1894 Sir *William* Ramsay, Londres.
1897 MM. *Anton* Dohrn, Naples.
1898 *Auguste* Righi, Bologne.
1899 *Wladimir* Louguinine, Moscou.
1900 *Hendrik-Antoon* Lorentz, Leyde.
1900 *H.* Nagaoka, Tokio.
1902 *Johannès* Coaz, Berne.
1903 *Walthère* Spring, Liège.
1903 *René* Blondlot, Nancy.
1907 *Charles* Græbe, Francfort.

4° ASSOCIÉS LIBRES

1864 MM. *James* Odier.
1867 *Charles* Mallet.
1872 *Agénor* Boissier.
1872 *Lucien* de Candolle.

1873 MM. *Edouard* DES GOUTTES.
1875 *Henri* PASTEUR.
1876 *William* FAVRE.
1876 *Ernest* PICTET.
1879 Sir *Augustus* PREVOST.
1890 MM. *Alexis* LOMBARD.
1890 *Emile* PICTET.
1890 *Louis* PICTET.
1891 *Gustave* ADOR.
1891 *Edouard* MARTIN.
1892 *Edmond* PACCARD.
1892 *David* PACCARD.
1892 *Edmond* EYNARD.
1893 *Edmond* FLOURNOY.
1894 *Georges* FRÜTIGER.
1894 *Aloïs* NAVILLE.
1897 *Edouard* BERANECK.
1897 *Edmond* WEBER.
1897 *Emile* VEILLON.
1899 *Guillaume* PICTET.
1903 *Georges* DARIER.
1905 *Paul* DENSO.
1905 *Henry* FATIO.
1905 *Edmond* TURRETTINI.
1905 *Roger* DE LESSERT.
1906 *John-L.* ALBARET.
1909 *Herbert-E.* GANS.

RAPPORT

DU

PRÉSIDENT DE LA SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE

ET

D'HISTOIRE NATURELLE DE GENÈVE

POUR

L'ANNÉE 1908

PAR

M. Charles SARASIN, Professeur.

Messieurs et Honorés Collègues,

L'année 1908 a été pour la Société de Physique, une année tout à fait normale, pendant laquelle la seule innovation d'une certaine importance a consisté dans la suppression des deux séances d'août et de septembre, conformément à une décision que vous aviez prise l'année précédente.

Mais, si nos travaux se sont poursuivis sans modification importante dans nos usages, notre Société a été tristement éprouvée en 1908 par la mort qui nous a enlevé un de nos plus anciens associés libres M. Georges Mirabaud, un de nos membres émérites qui fut longtemps membre actif de notre Société, M. Jacques Brun et notre doyen, en même temps que l'un des plus fidèles collaborateurs de nos mémoires, M. Perceval de Loriol. M. Mirabaud ne s'était pas voué à la science, mais il était de ces hommes d'affaires qui, quoique absorbés par des occupations plus pratiques, conservent un intérêt profond au développement scientifique de Genève ; il donnait ainsi un bel exemple qui, il faut malheureusement le constater, n'est guère suivi par les jeunes générations. MM. Brun et de Loriol ont été l'un et

l'autre des savants actifs et distingués, dont les travaux ont fait grand honneur à notre ville et à notre Société, et sur la carrière desquels je reviendrai en détail plus loin.

Passons d'abord en revue les faits d'ordre administratif qui ont marqué pour la Société de Physique l'année 1908 :

Dans votre assemblée générale du 23 janvier 1908, vous avez nommé vice-président M. le Prof. C. Cailler qui aurait dû prendre la présidence en 1909. Malheureusement notre collègue, se sentant surmené déjà par ses multiples occupations, a cru devoir renoncer à cette perspective flatteuse et, en décembre dernier, a demandé son remplacement. Après une démarche infructueuse tentée auprès de M. Cailler pour le faire revenir sur sa regrettable décision, vous avez appelé à sa place à la vice-présidence M. le Dr John Briquet, qui va avoir l'honneur de présider à vos travaux pendant l'année qui commence.

Dans la même séance du 23 janvier, vous avez confirmé M. Louis Perrot dans ses fonctions de secrétaire du Comité de publication et vous avez appelé à faire partie de ce Comité MM. Théodore Lullin et John Briquet en remplacement de MM. Jules Micheli et G. Hochreutiner.

Le nombre de nos membres ordinaires, diminué par la mort toute récente de M. de Loriol, l'a été d'autre part par la démission de notre collègue, M. le Prof. Bugnion, qui a quitté Genève et que vous avez nommé membre émérite. Par contre, les deux candidatures de M. le Prof. Eternod et de Mlle Stern, présentées encore en 1908, acceptées dans la première séance de 1909, ont ramené maintenant notre nombre à ce qu'il était au début de l'an dernier. Nous avons reçu en outre comme associé libre M. Léon Collet, auquel nous devons déjà plusieurs communications.

A la suite d'une proposition faite par deux d'entre vous, puis retirée par ses auteurs, votre Comité a été appelé à discuter la revision de l'article de notre règlement qui nous interdit d'octoyer l'honorariat à une personne habitant Genève, et il vous a proposé de supprimer cette restriction, mais la majorité d'entre vous s'est prononcée pour le maintien intégral de l'article, qui reste ainsi intact. Une autre modification au règlement, proposée par M. Amé Pictet et approuvée par le Comité, consisterait à élever le nombre de nos membres ordinaires de 60 à 80 ; elle est encore actuellement en discussion, mais ne tardera pas à être liquidée.

Votre président a eu à s'occuper en 1908 des rapports des membres de notre Société avec la Bibliothèque publique et universitaire, en particulier en ce qui concerne l'accès aux salles de lecture et de journaux. Il a rencontré auprès du directeur de la Bibliothèque l'accueil le plus bienveillant et a obtenu que dorénavant les membres de la Société de Physique pourront être admis dans la salle Naville, pour autant qu'ils l'auront demandé par écrit à la Direction et qu'il y aura

de la place disponible. Cette nouvelle concession sera précieuse pour ceux d'entre nous qui ont souvent à travailler à la Bibliothèque, d'autant plus que la salle de lecture et la salle des journaux sont devenues fort mal commodes par leur encombrement.

Je vous rappelle que, depuis le début de 1908, la Société de Physique échange ses cartes de convocation aux séances avec les Sociétés des Sciences naturelles vaudoise et bernoise. Nous avons inauguré ainsi un procédé de bonne camaraderie avec nos confédérés qui sera, je l'espère, le prélude de rapports plus intimes dans l'avenir.

La Société vaudoise des Sciences naturelles ayant pris l'habitude d'accompagner ses cartes de convocation du procès-verbal de la séance précédente, l'un d'entre vous aurait voulu que nous imitassions cet exemple. Cette proposition a été trouvée peu pratique et inutile, étant donné que la Rédaction des Archives s'est déclarée prête à imprimer nos comptes rendus dès qu'ils seraient rédigés. Malheureusement, je dois constater que certains d'entre nous mettent trop peu d'empressement à communiquer leurs manuscrits à notre secrétaire, ce qui est presque chaque mois la cause d'un retard dans la publication du procès-verbal de nos séances.

Nos séances spéciales de biologie n'ont pas eu lieu en 1908 avec la même régularité que précédemment ; cela tient évidemment en partie au fait que l'entrain des premiers jours a un peu faibli, mais cela provient aussi de l'usage d'après lequel la personne chargée de l'organisation des séances changeait chaque mois. Pour remédier à ce dernier inconvénient, M. Arnold Pictet a bien voulu se charger de l'organisation générale de toutes les séances biologiques ; nous avons accepté avec reconnaissance cette proposition, et je ne doute pas que les biologistes ne répondront avec un nouvel entrain au zèle de notre collègue.

Les publications faites par la Société de Physique pendant l'année 1908 ont consisté d'une part dans le compte rendu des séances tenues en 1907, tirage à part des Archives des Sciences physiques et naturelles ; d'autre part dans le 4e et dernier fascicule du vol. XXXV de nos Mémoires, qui a paru en décembre dernier. Ce fascicule contient d'abord le rapport de votre président pour l'année 1907, avec des notices biographiques consacrées à Marcelin Berthelot et à Lord Kelvin, puis un mémoire élaboré par M. le Prof. Ph.-A. Guye avec la collaboration de six de ses élèves : MM. Al. Pintza, Ch. Davila, A. Jaquerod, E. Briner, G. Ter Gazarian, O. Scheuer, qui est intitulé « Recherches expérimentales sur les propriétés physico-chimiques de quelques gaz ».

Pour l'année 1909, nous avons prévu la publication d'un nouveau mémoire de M. le Prof. L. Duparc, consacré à la géologie de l'Oural.

La Société de Physique s'est fait représenter, pendant l'année passée, à plusieurs réunions ou solennités scientifiques :

D'abord à la réunion annuelle de la Société Helvétique, qui a eu lieu en août à Glaris, et à laquelle nos délégués officiels étaient M. Ed. Sarasin et M. le Prof. R. Chodat.

Deuxièmement à la délégation pour le choix d'une langue auxiliaire universelle, à laquelle M. René de Saussure nous représentait. Cette délégation ayant adopté l'espéranto, mais en demandant quelques modifications à cette langue, et ces modifications n'ayant pas été admises par le Comité linguistique de l'espéranto, nous avons décidé, sur la proposition de M. de Saussure, que sa mission serait terminée en ce qui nous concerne.

Troisièmement au cinquantenaire de la Société de Géographie de Genève, à l'occasion duquel votre président a exprimé les vœux de votre Société pour la prospérité dans l'avenir de sa jeune sœur.

Quatrièmement au Congrès international de Géographie qui s'est tenu dans notre ville, sous la présidence de M. Arthur de Claparède. Votre président, que vous aviez chargé de vous représenter à ce congrès, en a été empêché par des circonstances personnelles et y a été avantageusement remplacé par M. Casimir de Candolle.

Cinquièmement à l'inauguration de la statue d'Albert de Haller érigée devant les bâtiments universitaires de Berne. Cette solennité, à laquelle j'ai assisté moi-même, a été un éclatant hommage du monde scientifique de la Suisse et de l'étranger au savant remarquable que fut Haller.

Enfin votre président s'est associé par l'envoi d'une dépêche à la manifestation qui a été faite à M. Emile Burnat, l'un de nos membres émérites, à l'occasion de son 80e anniversaire.

La Société de Physique a reçu en don pendant l'année 1908 diverses publications, soit de quelques-uns de ses membres :

MM. le Prof. Ph.-A. Guye. Diverses notices ;

le Prof. Ch. Sarasin. *Revues géologiques suisses* pour 1906 et 1907 ;

soit de personnes étrangères :

M. H. Ziegler. Un mémoire sur la *Constitution des éléments ;*

Mme L. Roussin, *Biographie* de L. Roussin ;

MM. Ch. Janet. Notices sur l'*Anatomie de la reine des fourmis ;*

le Dr A. Lendner. *Matériaux pour la flore cryptogamique de la Suisse.*

Les échanges de nos comptes rendus ou de nos mémoires ont continué sans changement important ; nous avons pourtant commencé en 1908 à échanger nos publications avec celles de la Societa per il progresso delle Scienze à Rome.

NOTICES BIOGRAPHIQUES

JACQUES BRUN

1826-1908

Jacques Brun naquit le 9 août 1826 à Genève, où il fut élevé et fit ses premières études. Comme jeune homme il se rendit à Paris, où il étudia la pharmacie sous différents maîtres, et où il travailla en particulier comme assistant sous la direction de Balard, que sa découverte du brome a rendu célèbre.

Rentré dans sa ville natale, Brun s'établit comme pharmacien, mais cette occupation ne suffisait pas à son esprit chercheur, au goût pour les sciences et les recherches originales qu'avaient développé en lui ses études. Aussi ne tarda-t-il pas à consacrer une partie de son temps à des études spéciales; il rechercha en particulier quelles sont au point de vue chimique les principales maladies du vin et quelles sont aussi les falsifications que subit dans le commerce ce breuvage. Les résultats de cette série d'études furent consignés dans un livre paru en 1863 qui attira d'emblée l'attention sur son auteur. Aussi voyons-nous dès lors Brun souvent consulté comme expert à propos de questions diverses touchant à la chimie, telles que celles des propriétés de certaines eaux de source, de la composition de certaines terres, du diagnostique de certains poisons, etc.....

Nommé professeur de matière médicale et de pharmacologie en 1876, lors de la création de la Faculté de Médecine, Brun se consacra avec la plus scrupuleuse conscience à son enseignement jusqu'en 1900, soit pendant 24 ans, sans cesser du reste de se livrer toujours à des observations originales sur des sujets variés.

C'est ainsi qu'il décrivit successivement les champignons des environs de Genève, les diatomées des Alpes et du Jura, les minéraux du Sahara algérien et plus particulièrement les fulgurites de cette région, les diatomées du Maroc; c'est ainsi qu'il toucha d'autre part à la question des propriétés vénéneuses des couleurs d'aniline, à celle des parasites végétaux de l'homme et qu'il chercha à perfectionner soit les méthodes de coloration, soit les moyens microscopiques utilisés en histologie.

Brun était du reste trop ami de la nature pour se confiner dans son laboratoire ; il entreprit de fréquentes excursions dans les Alpes, dont il a laissé plusieurs récits, il fit de nombreux voyages à travers l'Europe et poussa même jusqu'en Afrique, où il visita le Sahara algérien et le Maroc jusqu'à Fez. Pendant ces courses à travers des pays si variés, il faisait d'innombrables observations, touchant à la botanique ou à la minéralogie ; il rapportait ainsi à ses collègues de Genève et en particulier de la Société de Physique d'abondantes moissons de faits nouveaux ou peu connus.

Le goût de Brun pour la botanique lui permit de rendre des services importants comme inspecteur du marché aux champignons ; il lui valut d'autre part de diriger le jardin botanique de la ville de 1874 à 1879.

Ce goût se spécialisa, surtout pendant les 25 dernières années de sa vie, dans l'étude des diatomées, dans laquelle il acquit une autorité universellement reconnue. Ayant commencé par s'occuper des diatomées des Alpes et du Jura, dont il publia en 1880 une étude monographique, Brun ne tarda pas à recevoir en communication des diatomées des pays les plus divers ; il récolta beaucoup de matériaux lui-même pendant ses nombreux voyages, et arriva ainsi à réunir une superbe collection de ces petites algues siliceuses, dans laquelle il trouva un précieux matériel d'étude et le sujet de nombreuses publications. Dans cette branche de son activité, Brun fut amené à entrer en relation avec plusieurs savants étrangers, J. Tempère, J. Héribaud, M. Perigallo, Pantocseck et surtout Clève, avec lesquels il collabora pour divers travaux.

Brun fut ainsi toute sa vie un savant actif, profondément épris de la nature : il laisse derrière lui la réputation d'un diatomiste éminent, qui a fait grand honneur à sa ville natale. Le souvenir de son activité restera du reste au milieu de nous sous la forme particulièrement intéressante de sa collection de diatomées, qui a été acquise par la Ville. Pour ceux qui l'ont connu, il restera l'homme foncièrement dévoué à la science et aux savants, ses collègues, en même temps que le patriote qui consacra les meilleures années de sa vie à l'enseignement universitaire et qui sut s'intéresser à la vie politique de son pays. Il a eu le bonheur de voir les saines traditions scientifiques qu'il avait adoptées, suivies par son fils, que nous avons la satisfaction d'avoir ici comme collègue, et auquel nous tenons à exprimer encore aujourd'hui notre chaude sympathie dans le deuil qui l'a frappé, il y a quelques semaines.

PERCEVAL DE LORIOL

1828-1908

Perceval de Loriol, qui s'est éteint paisiblement le 23 décembre 1908, fut aussi de ceux qui, ayant consacré toute leur vie à la science, font honneur à leur pays par l'autorité qu'ils acquièrent à force de travail. Toute son activité est marquée du sceau de la plus méticuleuse conscience, en même temps que de l'abnégation et de la modestie les plus absolues.

Né en 1828, de Loriol fut élevé en partie dans le canton de Vaud, en partie à Genève, où il suivit les cours de l'ancienne académie. Son père le poussa encore jeune dans la carrière agricole, à laquelle il se consacra pendant plusieurs années, mais ces occupations ne répondaient pas à ses goûts, qui le portaient irrésistiblement vers les sciences naturelles. Il rentra donc à Genève et se voua entièrement, sous la direction distinguée de François-Jules Pictet de la Rive, aux études zoologiques et plus spécialement paléontologiques.

Les faunes qui caractérisent les niveaux fossilifères du Jurassique et du Crétacique des Alpes et du Jura étaient alors fort mal connues. Pictet de la Rive, avec quelques-uns de ses élèves, avait commencé la description monographique de certaines d'entre elles dans ses célèbres « Matériaux pour la Paléontologie de la Suisse ». La voie était donc toute tracée pour de Loriol, qui s'y engagea résolument et la suivit toute sa vie avec une persévérance et une activité qu'atteste sa fécondité scientifique tout à fait exceptionnelle.

Le premier des travaux de P. de Loriol, paru en 1858, a été élaboré en collaboration avec son maître : il est consacré à la faune des calcaires néocomiens des Voirons et a de suite pris sa place dans la bibliographie classique de ce sujet. Pendant les années qui suivirent, notre regretté collègue publia une série de descriptions faunistiques ayant trait à divers gisements fossilifères des terrains crétaciques jurassiens, il décrivit ainsi la faune du Néocomien du Salève, du Valangien d'Arzier, du Purbeckien de Villers, de l'Urgonien du Landeron. En même temps, il collaborait avec Pellat, Tombeck et Cotteau à la description faunistique des étages supérieurs du Jurassique du N.-E. de la France.

De Loriol a continué pendant toute sa vie ces études de faunes, dans lesquelles il prenait en considération plus particulièrement les restes de mollusques et de brachiopodes et, après le Crétacique inférieur, il a abordé le Jurassique supérieur,

publiant chaque année une monographie richement illustrée et consacrée tantôt au Kimmeridgien, tantôt au Séquanien, tantôt au Ramurcien, tantôt à l'Oxfordien du Jura. Poussant l'étude de chaque fossile jusque dans ses moindres détails et débrouillant avec la plus scrupuleuse conscience les questions souvent si compliquées de la synonymie, il a rendu la détermination facile aux paléontologistes jurassiens modernes et il a fourni des matériaux précieux pour la solution de la question très difficile des parallélismes dans le Jurassique supérieur du Jura.

Mais si de Loriol s'était attiré une réputation très étendue comme connaisseur des faunes suprajurassiques et infracrétaciques, il était plus connu encore comme échinologiste. Son premier travail dans ce domaine, qui date de 1863, était consacré à deux échinides nouveaux du Nummulitique d'Egypte. Un peu plus tard, il devint le collaborateur de Desor, avec lequel il élabora le premier volume de l'Echinologie helvétique consacré aux échinides jurassiques, et de 1872 à 1875 il se consacra à l'étude de tous les échinides connus dans les couches crétaciques et tertiaires de Suisse, dont il publia seul la description dans les 2e et 3e volumes de l'Echinologie helvétique.

Devenu célèbre par la publication de ce travail considérable et universellement apprécié, de Loriol reçut des régions les plus diverses des échinodermes à déterminer et trouva dans ces collections qui convergeaient chez lui, dans sa jolie propriété de Bois-des-Lys, l'objet de nombreuses études, dont je ne puis citer que les principales. C'est ainsi qu'il fut appelé à rédiger le volume de la « Paléontologie française », consacré aux Crinoïdes jurassiques, qu'il publia une importante monographie des échinides nummulitiques d'Egypte, qu'il composa un catalogue des échinodermes de l'île Maurice, qu'il collabora à la description paléontologique des terrains secondaires et tertiaires du Portugal pour les échinodermes.

L'intérêt des publications échinologiques de de Loriol est particulièrement grand pour la Société de Physique par le fait qu'une partie importante d'entre elles ont paru dans nos Mémoires, dont elles constituent certainement un des meilleurs éléments.

De Loriol a eu le privilège de pouvoir travailler activement jusqu'à l'extrême fin de sa longue vie, conservant toute sa clarté d'esprit et jouissant d'une remarquable vigueur physique. L'été dernier, il étudiait encore une petite collection d'échinodermes et peu de jours avant sa mort il remettait le manuscrit de ce travail au rédacteur de la *Revue Suisse de Zoologie*, M. Bedot. Par son assiduité pendant cette carrière si heureusement prolongée, il a pu mener à bout un nombre tout à fait inusité de travaux de longue haleine, qui resteront comme un monument scientifique de haute valeur.

Dans toute son activité scientifique, de Loriol fut essentiellement un obser-

vateur exact et un descripteur. Initié à la science à une époque où l'influence de d'Orbigny était prépondérante en paléontologie et où la notion de la fixité des espèces n'était guère discutée, il ne fut jamais attiré par les problèmes pourtant si captivants de l'évolution des formes ou de l'enchaînement des espèces et des variétés. Il ne voulut jamais non plus toucher à la question si complexe des parallélismes stratigraphiques des divers faciès du Jurassique supérieur du Jura, s'en remettant toujours à d'autres pour décrire la succession des sédiments, dans laquelle étaient récoltés les fossiles qu'il étudiait. Dans cette retenue, il y avait beaucoup de modestie et aussi la crainte d'avancer des idées qui ne lui semblaient pas suffisamment contrôlées.

Quelqu'absorbé que fut de Loriol par ses travaux personnels, quelle que fut sa crainte de se mettre en avant, il ne se confina pas chez lui, mais sut consacrer à son pays une partie importante de son temps. Il le fit d'abord en travaillant pendant près de 40 ans avec un dévoûment inlassable à la détermination et à la classification des innombrables fossiles que possède le Musée d'Histoire Naturelle de Genève. Membre de la Commission de ce musée de 1872 à sa mort, il avait pris l'habitude d'y travailler tous les mardis pendant quatre ou cinq heures et il fit ainsi une besogne aussi ingrate pour lui qu'utile pour les autres; il contribua pour une large part à établir l'ordre qui règne actuellement dans les collections paléontologiques.

De Loriol montra de la même façon son caractère tout d'abnégation et de dévoûment en même temps à la science et à ses confrères dans le rôle qu'il joua dans la Société paléontologique suisse. Ayant créé cette Société en 1873 avec quelques naturalistes suisses s'intéressant à la paléontologie, il en assuma d'emblée toutes les charges, dont la principale consistait à réunir chaque année en un gros volume de Mémoires les principaux travaux relatifs à la paléontologie de la Suisse. Comme rédacteur, il ne se contenta pas de faire toutes les facilités possibles aux auteurs qui lui envoyaient leurs travaux, mais il ajouta considérablement à la valeur des Mémoires de la Société paléontologique suisse en y incorporant presque chaque année une étude faunistique qu'il avait faite lui-même.

La complaisance et la modestie qui faisaient le fond de sa nature, de Loriol les a manifestées d'une façon particulièrement touchante vis-à-vis de ceux qui, après lui, se sont engagés dans des carrières semblables à la sienne, et qui, plus jeunes et moins expérimentés que lui, recouraient à ses conseils ou à ses services. Toujours prêt à faire profiter les autres de sa belle bibliothèque ou des innombrables notes qu'il avait réunies au cours de ses recherches, toujours intéressé par les travaux de ses confrères et oublieux de sa propre valeur, il n'a jamais rencontré parmi les paléontologistes que des amis.

Comme dernier témoignage de l'intérêt qu'il portait à nos institutions scientifiques, de Loriol avait fait don l'an dernier d'une partie importante de sa bibliothèque au Musée d'Histoire Naturelle de Genève et, par ses dernières volontés, il a partagé ce qui restait de sa bibliothèque et de ses collections entre les Musées de Genève et de Lausanne.

Une carrière aussi honorable que celle que je viens bien imparfaitement d'esquisser devait nécessairement attirer l'attention de notre Université ; aussi celle-ci tint-elle, il y a quelques années, à reconnaître les services rendus par de Loriol à la science en lui conférant le titre de docteur *honoris causa*.

Le portrait que j'ai essayé de tracer dans ces quelques pages ne serait pas complet, si je n'y ajoutais que de Loriol fut toute sa vie un chrétien convaincu ; il l'était d'abord par sa bonté et son oubli de soi-même ; il l'était aussi par sa foi absolue et naïve en Dieu, dont il voyait l'œuvre grandiose dans cette nature qu'il aimait tant.

ACTIVITÉ SCIENTIFIQUE DE LA SOCIÉTÉ

Les 16 séances tenues par notre Société pendant l'année 1908 ont été alimentées par un nombre important de communications qui se répartissent de la façon suivante :

Mathématiques, Astronomie.

M. R. DE SAUSSURE nous a reparlé de la notion mathématique de la flèche, qu'il a définie il y a plusieurs années et que M. Bricart a récemment complétée.

M. PIDOUX nous a fait part des différentes observations astronomiques qu'il a faites en 1908, d'abord sur l'anneau de Saturne, puis sur une comète qui a été visible de Genève en octobre et novembre dernier et dont la queue a subi plusieurs curieuses modifications successives, enfin sur les satellites de Jupiter et sur leurs éclipses.

Physique.

M. Ch.-E. Guye nous a rendu compte d'un travail fait sous sa direction, concernant l'arc alternatif entre pointes métalliques et destiné à trouver le moyen d'obtenir le maximum de stabilité pour cet arc.

Le même nous a communiqué les résultats de recherches entreprises dans son laboratoire par M. Friederichs sur la viscosité des métaux aux basses températures.

M. Ed. Sarasin nous a parlé d'une série d'expériences qu'il a faites avec M. T. Tommasina dans le but de déterminer la cause vraie du dédoublement de la courbe de désactivation d'un conducteur recouvert d'une couche diélectrique.

M. T. Tommasina nous a fait une série de 11 communications concernant la gravitation et ses relations avec la mécanique des électrons. Dans la première, il a cherché à démontrer l'action exclusive des forces Maxwell-Bartoli dans la gravitation universelle. Dans la seconde, il est revenu sur ce sujet en insistant sur l'impossibilité de soutenir encore la notion de l'attraction à distance. Dans la troisième, il a défini la forme cinétique du rayonnement lumineux, qui découle des pressions produites par ce rayonnement sur les corps. Dans la quatrième, il a essayé la démonstration de l'existence d'électrons non déplaçables et a défini le rôle de ceux-ci dans les lignes de force de Faraday. Dans la cinquième, il a traité spécialement de la constance de la matière en opposition aux variations de la pondérabilité. Dans la sixième, il a développé la notion de la force centrifuge des points matériels, seule et réelle manière d'être de l'énergie. Dans la septième, il a cherché à définir la transmission du mouvement entre points matériels. Dans la huitième, il a répondu à une objection de M. H. Poincarré, à propos de la production de chaleur par la force gravitante. Dans la neuvième, il a exposé la cause mécanique qui est contenue implicitement dans la loi de Newton. Dans la dixième, il a indiqué l'ordre génétique naturel des phénomènes et la place que doit occuper l'électron. Dans la onzième, il a précisé ce qu'est pour lui le phénomène de la chute des graves.

Le même nous a décrit un curieux phénomène d'accroissement de la lumière réfléchie par un corps blanc, sous l'influence de la chaleur obscure.

Dans deux communications successives, M. L. de la Rive a traité devant nous la question de la pression exercée par les rayons lumineux sur les surfaces

qu'ils frappent et nous a parlé d'abord des résultats auxquels sont arrivés MM. Maxwell et Bartoli, Lebedew, Nicholls et Hull, ensuite des recherches par lesquelles M. Poynting a pu déterminer l'action mécanique du rayon lumineux sur une surface, suivant qu'il y a réflexion, absorption ou réfraction.

Chimie.

M. Ph.-A. Guye a poursuivi par une nouvelle méthode ses recherches sur le poids atomique de l'azote et nous a rendu compte de ce travail, qui l'a amené à admettre le chiffre de 14.01. Il nous a exposé également par quel moyen il a pu déterminer le poids atomique du chlore comme égal à 35.47.

M. L. Duparc nous a entretenus de ses expériences sur la stabilité relative des cristaux de calcite et d'aragonite dans des solutions de chlorures alcalins.

Le même nous a parlé de l'action qu'exercent les sels de vanadium et de zircone sur l'oxydation des sulfites, action qu'il a étudiée en collaboration avec plusieurs de ses élèves.

M. Warynski, s'étant occupé d'un sujet analogue, nous a montré quelle est l'action catalytique que produisent sur l'oxydation du sulfate ferreux certains sels, en particulier le sulfate de cuivre et le chlorure de nickel.

M. L. Duparc nous a fait part d'une méthode qu'il a imaginée et expérimentée pour la titration des vanadates et qui consiste à utiliser le molybdate d'ammoniaque et le chlorure d'étain.

M. F. Reverdin nous a parlé, dans deux communications successives, de la nitration de l'acide diméthylaminobenzoïque, dans laquelle il se forme entre autres, par élimination d'un groupe méthyle, des dérivés « nitro » et « nitroso-aminés ». Il nous a signalé à ce sujet une curieuse réduction du groupe « nitro » en groupe « nitroso » sous l'influence de l'acide sulfurique concentré.

M. L. Duparc nous a mis au courant de l'étude qu'il a effectuée récemment des essences de l'absinthe, en particulier de la thuyone, et des moyens de les reconnaître pratiquement.

Géographie physique et Géologie.

Dans le domaine de la géologie, j'ai à vous signaler d'abord une communication de M. F.-A. Forel concernant les rapports qui existent entre les variations de longueur des glaciers et les variations climatologiques, telles qu'il a pu les établir en se basant sur les données réunies par l'observatoire de Genève.

M. L.-W. Collet, qui a été appelé à collaborer à l'étude des lacs d'Ecosse, nous a rendu compte du travail considérable qui a été effectué sur ce sujet, en tenant compte des points de vue les plus divers de la topographie, de la physique des lacs, de leur origine géologique, de leur faune et de leur flore.

M. A. Brun poursuit toujours ses recherches sur le phénomène de l'explosion volcanique; il nous a fait part d'une expérience par laquelle il a transformé de la silice en quartz, en l'exposant pendant 40 heures et à une température de 800° à l'action de vapeurs sèches de chlorures alcalins, obtenant ainsi une cristallisation que l'on attribue généralement à une intervention de vapeur d'eau. Il nous a relaté en second lieu son voyage à Java et les intéressantes observations qu'il a pu faire sur les volcans de cette région; il a pu en effet établir une distinction absolue entre les fumeroles sèches proprement volcaniques, et les fumeroles aqueuses qui dérivent toujours nettement d'infiltrations d'eaux météoriques.

Dans le domaine de la géologie alpine, notre Société a entendu une communication de M. Ch. Sarasin, destinée à réfuter les objections que M. M. Lugeon opposait à l'idée que le Flysch de la zone du Niesen serait le revêtement tertiaire décollé et entraîné au N. des plis supérieurs haut-alpins.

M. L.-W. Collet nous a fait part d'une importante correction qu'il a faite à la coupe géologique de la Pointe de Sambey (Alpes de Sixt).

M. L. Duparc, continuant toujours les explorations qu'il poursuit depuis bien des années dans la partie Nord de l'Oural, a consacré trois communications à ce sujet : il nous a décrit un type de gabbro extraordinairement riche en magnétite qu'il a découvert au Joubrechki Kamen; il nous a parlé en second lieu de divers types de roches éruptives qui existent dans le bassin de la rivière Wagram; enfin il a signalé une nouvelle série de roches basiques qu'il a eu l'occasion d'étudier pendant ses explorations de l'été 1908.

Botanique.

M. J. Briquet nous a décrit comment les plantes qui habitent les Alpes lémaniennes se groupent suivant leurs besoins biologiques en « formations végétales, dont chacune correspond à des conditions déterminées de la nature du sol, de son humidité, de l'altitude, etc..... »

M. G. Hochreutiner nous a apporté d'intéressants renseignements sur la flore qui couvre d'une part la région chaude, d'autre part les hauts plateaux de Madagascar.

M. C. de Candolle nous a communiqué, au nom de M. Palibine, quelques observations faites sur un curieux cas tératologique développé sur un Doronicum Clusii.

Le même nous a présenté un travail de M. Andreas Sprecher concernant le développement du suçoir chez l'embryon de quelques graminées.

M. R. Chodat a rendu compte à la Société de ses recherches sur la migration des matières minérales dans certaines plantes aux divers stades de leur développement.

Le même nous a parlé de la tyrosinase, le ferment qui oxyde la tyrosine, mais qui ne doit lui-même sa spécificité qu'à l'adjonction d'un coferment.

Zoologie

M. Bugnion, qui nous a malheureusement quittés maintenant, nous a fait part dans deux communications de ses observations sur différents hémiptères ; il a décrit d'une part le développement des glandes ciriaires chez Flata marginula et Flata pallida de Ceylan et chez les abeilles ; d'autre part il a précisé les caractères extérieurs de la tête et plus spécialement des pièces buccales chez différents hémiptères.

M. Arn. Pictet a entretenu la Société d'une nouvelle série d'expériences qu'il a faites sur la diapause chez les Lépidoptères à l'état de chrysalide.

M. E. Yung, rendant compte d'un travail effectué dans son laboratoire par M. P. Revilliod, nous a montré comment l'intestin du rat peut se modifier sous l'influence d'une alimentation exclusivement végétale, animale ou lactée.

M. F.-A. FOREL a apporté à l'une de nos séances cinq fort belles planches en couleur, représentant des poissons du Léman, qui ont été peintes sous la direction de Jurine par sa fille.

Psychologie.

M. ED. CLAPARÈDE nous a fait part des résultats d'une enquête étendue qu'il a entreprise, pour définir les relations existant chez l'enfant entre l'aptitude au dessin et les autres aptitudes mentales.

Le même a développé devant nous un essai de classification des méthodes psychologiques qu'il a tenté en partant d'un point de vue nouveau.

MÉMOIRES
DE LA
SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE DE GENÈVE
VOLUME 36, FASCICULE 1.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES
SUR
L'OURAL DU NORD
LE BASSIN DE LA HAUTE WICHÉRA

PAR

Louis DUPARC
Professeur à l'Université de Genève

AVEC LA COLLABORATION POUR LES RECHERCHES SUR LE TERRAIN

DE | ET DE

Francis PEARCE | **Marguerite TIKANOWITCH**
Professeur extraordinaire à l'Université | Assistant au laboratoire de minéralogie

TROISIÈME MÉMOIRE

Avec 32 figures, 1 carte, 4 planches et 40 clichés dans le texte.

PRÉFACE

Ce volume renferme les résultats des recherches poursuivies pendant trois années consécutives sur le bassin de la Wichéra. La première campagne fut faite pendant l'été de 1904 en compagnie de M^me^ Tikanowitch, de M. F. Pearce, de MM. C. Couchet et A. Fuchs, élèves à l'Université de Genève; elle eut pour objet l'exploration de la région des sources de la Soswa, ainsi que celle du bassin de la rivière Uls, tributaire de la Wichéra. Venus depuis Bogoslowsk par Baronskœ et par le sentier qui relie cette petite localité aux usines de Koutim, nous avons ensemble, ou par groupes séparés, parcouru les chaînes du Poyassowoï-Kamen et du Liampowsky, la grande vallée de l'Uls, les différents ouwals qui font suite vers l'Ouest aux chaînes précitées, puis surtout étudié avec détail la longue chaîne de Kwarkouche et les rides qui en dépendent.

Dans la seconde campagne faite en 1905 à la même époque et avec les mêmes personnes, sauf M. Fuchs, nous avons exploré spécialement le bassin de la Wichéra. Après avoir remonté le cours de cette rivière jusqu'à la hauteur du Toulimsky-Kamen et fait en commun l'ascension de cette montagne, nous nous sommes divisés en deux groupes qui ont travaillé séparément. Le premier groupe, composé de MM. Pearce et Couchet, a étudié les chaînes qui s'étendent de la Wichéra à la ligne de partage, depuis l'extrémité sud du Toulimsky jusqu'au Pourminsky-Kamen vers le nord. Cette région comprend les chaînes de l'Ichérim et du Mourawlinsky-Kamen, le massif du Yalping-Nior, les crêtes de l'Oschi-Nior, du Wichersky-Kamen, du Mouni-Nior, etc.

Le second groupe, composé de M^me^ Tikanowitch et de moi-même, a exploré la région qui vient immédiatement au Sud, depuis le Toulimsky jusqu'à la hauteur d'Ust-Uls. Ce territoire comporte les chaînes du Kouriksar, du Tschouwal, du Propachii-Kamen et du Joubrechkine, les crêtes de Choudia, la montagne de Choudi Pendisch, le Martaïsky-Kamen, le Bieli-Kamen et son prolongement vers le nord, puis enfin la ligne de partage elle-même.

La troisième campagne faite pendant l'été 1906 fut entreprise à la demande de la Société Volga-Wichéra ; elle eut pour but l'étude détaillée des gîtes de la Wichéra et celle du synclinal dévonien et des régions avoisinantes. Nous nous sommes également divisés en deux partis de recherches. Le premier, composé de M^me^ Tikanowitch et de moi-même, a étudié les gisements de Verkne et de Nijne-Tschouwal, celui du Youbrechkine-Kamen et celui de Choudia ; il a également exécuté les recherches détaillées sur la région située entre Verkhne-Tschouwal et Ust-Uls le long de la Wichéra, à quelques kilomètres de part et d'autre des deux rives.

Le second parti, composé de MM. Pearce et Couchet, a étudié spécialement les gîtes de Koutim que nous avions déjà sommairement visités en 1904, et a procédé à des recherches détaillées dans les environs plus ou moins immédiats de ces gîtes.

Il me faut encore ajouter qu'en 1907 je suis retourné aux sources de la Wichéra dans le but d'étudier surtout la région qui se trouve à l'Est de la ligne de partage, et ai eu l'occasion de parcourir à nouveau une partie du territoire exploré en 1905 pour compléter certaines observations.

Occupé à d'autres travaux, je n'ai qu'assez tardivement pu procéder à l'étude de l'énorme matériel récolté au cours de ces différentes campagnes ; mon collaborateur habituel M. Pearce étant absent depuis près d'une année, j'ai dû faire seul le travail de laboratoire et me charger entièrement de toute la partie pétrographique et microscopique ainsi que de la rédaction et de la mise au point de cet ouvrage ;

M^me^ Tikanowitch a bien voulu faire une partie des analyses chimiques. Je tiens en terminant cette préface à remercier tout spécialement MM. Rebotier directeur et Brun ingénieur en chef des usines de la Volga-Wichéra, qui m'ont beaucoup facilité le travail en mettant à ma disposition des moyens de locomotion variés, en me permettant de me ravitailler aux magasins des usines, et en me fournissant de nombreux renseignements sur la région.

Genève, avril 1909.

L. Duparc.

DIVISION DU TRAVAIL ET INDICATIONS GÉNÉRALES

Ce travail est divisé en trois parties :

La *première partie* comprend un exposé sommaire de la topographie et de la géographie physique de la contrée qui forme le bassin de la haute Wichéra, ainsi qu'une étude détaillée des formations qu'on y rencontre.

La *seconde partie* est consacrée à l'étude de la répartition des formations et de la tectonique ; elle comprend également la description du curieux phénomène des hautes terrasses.

La *troisième partie* traite exclusivement la question des gisements de la Wichéra.

Pour suivre les itinéraires et les descriptions régionales le lecteur pourra consulter avec avantage la carte qui se trouve à la fin de ce volume, puis surtout celle de M. de Fedorow, intitulée Carte géologique du bassin des rivières Lozwa, de la partie supérieure de la rivière Wichéra et des parties adjacentes de l'Oural du Nord, publiée en 1889 dans le *Journal des Mines* de Saint-Pétersbourg, tome II.

Cette carte, sur laquelle le relief est sommairement indiqué, est généralement exacte et infiniment supérieure à celle $\frac{1}{420.000}$ de l'état-major russe pour la région de la Wichéra (feuilles 124 et 125). Pour suppléer au manque d'une carte détaillée et faire comprendre aussi nettement que possible la topographie et surtout la disposition des chaînes, nous avons reproduit de nombreuses vues photographiques et des croquis levés rapidement par nous et retouchés par un dessinateur. Ces croquis n'ont d'autre prétention que celle de reproduire fidèlement l'impression éprouvée, ce que ne fait pas toujours la photographie.

La partie pétrographique de ce travail a été effectuée avec soin, la détermination des constantes optiques des minéraux a été faite par les méthodes les plus modernes et toujours répétée sur de nombreuses sections du même minéral ; les conventions adoptées restent celles usitées dans nos précédents ouvrages.

Les analyses ont été faites en double, les alcalis déterminés par deux méthodes différentes, soit celle à l'acide fluorhydrique, et celle au carbonate de chaux et au chlorure d'ammonium.

Pour l'interprétation des analyses de roches éruptives nous avons conservé le système proposé par M. Lewinson-Lessing, qui présente des avantages pour la comparaison avec les types pétrographiques que nous avons publié dans nos précédents ouvrages.

Par simple raison d'homogénéité nous avons gardé le même mode d'interprétation pour les analyses des schistes cristallins, bien qu'il eût été préférable, toujours en vue des comparaisons possibles avec des types établis par d'autres auteurs, de choisir le système proposé par M. Osann.

Pour les différentes structures des schistes cristallins, nous avons, dans la mesure du possible, adopté les dénominations imaginées par M. Becke et codifiées par M. Grubenmann.

BIBLIOGRAPHIE

1888. P. KROTOW. *Geologische Forschungen am westlichem Ural Abhange in den gebieten von Tscherdyn und Solikamsk.* Mémoires du Comité géologique de Russie. Vol. VI.

1888. P. KROTOW. *Carte géologique* $\frac{1}{420{,}000}$ *du versant occidental de l'Oural dans les districts de Solikamsk et de Tscherdyn.* (Carte géologique générale de la Russie d'Europe publiée par le Comité géologique.)

1889. E. de FEODOROW. *Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Monts Ourals.* Journal des Mines, Saint-Pétersbourg. 2 mémoires, p. 81, vol. II et p. 307, id.

1889. E. de FEODOROW. *Carte géologique du bassin des rivières Lozwa de la partie supérieure de la rivière Wichéra et des parties adjacentes de l'Oural du Nord.* (5 verstes par dume.) Journal des Mines, Saint-Pétersbourg, vol. II.

1900. E. de FEODOROW. *Recherches géologiques*, etc., fin. Journal des Mines, St-Pétersbourg. Vol. I, p. 145.

1902. L. DUPARC et F. PEARCE. *Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizélowskaya Datcha.* Mémoires de la Société de physique de Genève. Vol. 34, fascicule 2.

1905. L. DUPARC et F. PEARCE. *Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord*, etc. Deuxième mémoire. Mémoires de la Société de physique de Genève. Vol. 34, fascicule 5.

1905. L. DUPARC et F. PEARCE. *Sur la présence de hautes terrasses dans l'Oural du Nord. La Géographie.* Bulletin de la Société géographique de Paris.

1907. L. DUPARC et F. PEARCE. *Sur la Tschernichévite une nouvelle amphibole.* Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris et Archives des sciences physiques et naturelles de Genève.

1908. L. DUPARC. *Sur le gabbro et le minerai de fer du Joubrechkine-Kamen.* Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris.

1909. L. DUPARC. *Sur quelques amphiboles du groupe de la glaucophane.* Archives des sciences physiques et naturelles. Comptes rendus de la Société de physique. Archives de Genève.

1909. L. DUPARC. *Sur les schistes cristallins de l'Oural.* Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris, 1909.

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE I

Orographie et Hydrographie de la Région.

§ 1. Situation géographique et moyens d'accès de la région étudiée. — § 2. Caractères généraux du relief. — § 3. Les chaînes dans les environs de Koutim. — § 4. Les chaînes entre Koutim et la région du Violce. — § 5. Les montagnes dans la région du cours supérieur de la Wichéra. — § 6. Le système hydrographique.

§ 1. *Situation géographique et moyens d'accès de la région étudiée.*

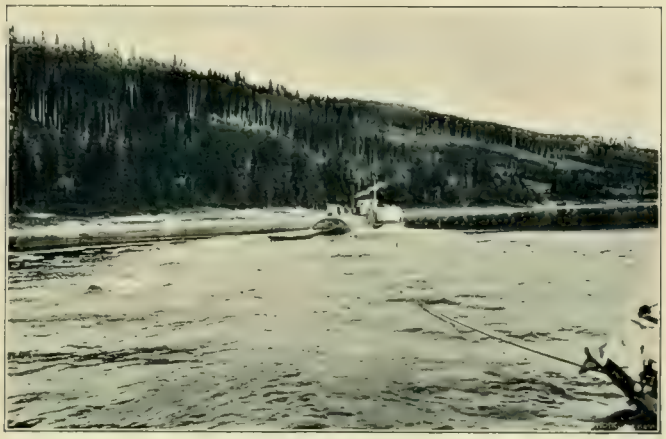
La région qui a fait l'objet de ce travail, est située entre le 28° et le 29° 10′ de longitude Est du méridien de Saint-Pétersbourg et le 60° 30′ et 61° 41′ de latitude Nord; elle appartient administrativement au district de Solikamsk, et comprend tout le bassin supérieur de la Wichéra, depuis ses sources jusqu'à quelques kilomètres au Sud de son confluent avec l'Uls. Sa limite orientale coïncide sensiblement avec celle de la ligne de partage des eaux asiatiques et européennes, elle est donc entièrement comprise sur le versant européen de l'Oural. Sa limite occidentale se trouve à quelques kilomètres à l'Ouest de la rive droite de la Wichéra, au pied même de la longue chaîne du Zolotoï Kamen et de son prolongement septentrional. La contrée parcourue forme donc une bande relativement étroite, qui mesure plus de 100 kilomètres du Nord au Sud, tandis que sa largeur qui est essentiellement variable, ne dépasse pas 25 à 30 kilomètres. Les seuls endroits habités de cette vaste étendue sont le village d'Ust-Uls sur la Wichéra, le centre usinier de Koutim qui en est distant d'une quarantaine de kilomètres (et qui est présentement désert), les usines du Violce sur la Wichéra également, à son confluent avec la rivière de ce nom, les deux petites localités de Nijne et Verkne-Tschouwal, en amont de Violce (qui sont actuellement abandonnées aussi), puis les laveries situées sur la Martaïka, affluent gauche du Violce, à une petite distance de la ligne de partage. Au delà de Verkne-Tschouwal la contrée est absolument déserte; en été cependant

des rares pêcheurs remontent la Wichéra assez loin en amont, et campent sur la rivière pendant quelques jours pour s'y livrer à une pêche presque toujours fructueuse. Dans l'intérieur du pays, on rencontre parfois aussi quelques familles de vogoules ou d'ostiaks nomades, qui campent, en compagnie de leurs troupeaux de rennes, sur les sommets arides et dénudés de la ligne de partage et qui s'y déplacent constamment pour trouver la nourriture de leur bétail. La rencontre de ces vogoules est toujours une bonne fortune, ils ravitaillent les caravanes en viande fraîche et transportent souvent une partie des bagages avec leurs rennes et leurs traîneaux.

Pour gagner la région du bassin supérieur de la Wichéra pendant l'été, on remonte la rivière en bateau à vapeur, depuis Tscherdyn à Wijaïka ou à Aktchim selon l'état des eaux, puis on continue le voyage en pirogues jusqu'à Ust-Uls ou jusqu'à Violce, selon que l'on veut se rendre à Koutim, ou sur les laveries de Martaïka près de la ligne de partage des eaux et plus au Nord. Il n'existe pas de service régulier entre Tscherdyn et Wijaïka; nous avons, pour faire ce trajet, toujours utilisé les remorqueurs que la société Volga-Wichéra a fort aimablement mis à notre disposition. Depuis Ust-Uls, on arrive à Koutim par la petite ligne de chemin de fer qui reliait la Wichéra aux usines, on peut également s'y rendre par le versant Est de l'Oural, depuis Bogoslowsk, en suivant le mauvais sentier qui va de cette usine au petit village de Baronskoe, puis longe la rivière Wagran et traverse ensuite la ligne de partage par un col assez bas de la chaîne du Poyassowoï.

Depuis Violce, on peut parvenir aux laveries de la Martaïka par plusieurs chemins différents aussi mauvais les uns que les autres; le plus praticable est celui qui part de Nijne-Tschouwal et aboutit sur le cours supérieur du Violce, en amont du confluent de la Martaïka. On peut aussi, lorsque l'état de l'eau le permet, remonter le cours du Violce en pirogue au delà de ce confluent.

Pour explorer la région des sources de la Wichéra, il faut, depuis Violce, remonter la rivière aussi loin que possible. Lorsque les eaux sont hautes, on peut arriver en pirogue un peu en amont du confluent de la rivière Nioulas; lorsqu'au contraire les eaux sont basses, ce qui est fréquemment le cas en été, il n'est guère possible de dépasser ce confluent. Comme il n'existe aucun centre de ravitaillement, il faut emporter avec soi tout le nécessaire pour une campagne de plusieurs mois, ce qui exige un assez grand nombre de pirogues qu'il faut faire acheter d'avance, et une équipe nombreuse d'hommes pouvant être à la fois porteurs et bateliers. Lorsque la navigation devient impossible, on quitte les pirogues qu'on laisse sous la surveillance d'un gardien, puis à travers la forêt, on cherche à gagner la ligne de partage, en transportant à dos d'homme le matériel et les provisions. On établit



Petit remorqueur sur la basse Wichéra.

Pirogues remontant la Wichéra. Aspect de la rivière.

ensuite près de cette ligne et dans un endroit favorable, un camp général, auquel on vient se ravitailler. Si l'on doit s'éloigner beaucoup du camp central, il est bon d'avoir une escouade de porteurs dont l'unique fonction consiste à établir des dépôts intermédiaires.

L'expédition sur la haute Wichéra peut être beaucoup facilitée si on effectue le transport des bagages et des provisions en hiver, époque pendant laquelle les communications sont beaucoup plus faciles. Il faut alors construire un abri étanche, et laisser un gardien pendant toute la mauvaise saison.

§ 2. *Caractères généraux du relief.*

La région de la Wichéra est essentiellement montagneuse; elle possède plusieurs chaînes importantes qui comptent parmi les plus élevées de l'Oural du Nord. Depuis la ligne de partage, quand on regarde alternativement vers l'Est et vers l'Ouest, on peut se convaincre que de même que plus au Sud, l'Oural est ici encore un relief dissymétrique. Vers l'Est, une chaîne assez élevée et très continue, située en moyenne à quinze ou vingt kilomètres de la ligne de partage, barre constamment l'horizon. Cette chaîne, qui présente plusieurs larges coupures transversales par lesquelles passent des rivières importantes tributaires de la Loswa, est celle appelée « Prédouralskaïa » par les géologues russes; au delà, vers l'Est, le relief s'aplatit rapidement et les quelques ondulations qui se succèdent avant la plaine, sont d'une importance minime au point de vue topographique.

Entre la « prédouralskaïa » et la ligne de partage, il existe toujours une large dépression occupée par des rides secondaires qui sont généralement de faible élévation, et presque toujours boisées.

Vers l'Ouest, au contraire, les montagnes s'étendent à perte de vue, et forment une interminable série de chaînes plus ou moins parallèles, qui couvrent toute la contrée jusqu'aux approches de la Wichéra. Le caractère de ces chaînes est assez variable; les unes sont de simples crêtes très uniformes et monotones, qui sont généralement boisées et sans sommets bien individualisés; les autres sont de hauts plateaux à la surface desquels on distingue, de loin déjà, quelques sommets rocheux isolés comme des signaux trigonométriques. Ces hauts plateaux sont herbeux, ou couverts de végétation rabougrie; on y trouve fréquemment quelques pierriers arides au milieu des herbes et des saules nains. (Tel est par exemple le cas pour la chaîne de Kwarkouche, ou pour celle de Tschouwal.) D'autres encore sont de véritables montagnes rocheuses, plus ou moins accidentées, dont les sommets bien individua-

lisés, toujours arides, dénudés et plus ou moins accidentés, s'élèvent fort au-dessus de la limite de végétation; ces montagnes rappellent dans une certaine mesure les chaînes alpines, et ne manquent pas d'un certain caractère. Tel est par exemple le cas pour le Toulimsky-Kamen, l'Ichérim ou encore le Yalping-Nior.

Les massifs élevés et isolés comme le Koswinsky ou le Daneskin-Kamen par exemple, font défaut dans cette région; les chaînes ont un caractère de continuité qui frappe, et bien qu'au premier coup d'œil il soit impossible de débrouiller les relations des innombrables rides qui vous environnent de toutes parts, on peut cependant se convaincre que certaines des plus accusées forment des accidents topographiques importants, qui se poursuivent sur une longueur assez considérable avec les mêmes caractères.

Les chaînes les plus élevées se rencontrent dans la partie septentrionale de la région; elles y forment même une série d'importants massifs parallèles, qui se succèdent de l'Oural jusqu'à la Wichéra (Yalping-Nior, Icherim, Toulimsky-Kamen, etc.). Dans la partie Sud cependant et notamment dans les environs de Koutim, on trouve aussi des hautes montagnes comme le Poyassowoï ou le Liampowsky-Kamen. Le sommet le plus élevé des montagnes de la Wichéra se trouve probablement au Toulimsky-Kamen ou peut-être aussi au Mourawlinsky-Kamen, il atteint environ 1500 mètres; mais il existe sur le Poyassowoï l'Icherim ou le Yalping-Nior plusieurs sommets qui mesurent 1200 mètres et d'autres nombreux qui dépassent 1000 mètres. La limite de la végétation est plus basse que celle que nous avions observée plus au Sud dans le bassin de la Koswa, elle varie avec l'exposition et la nature du sol, mais elle ne dépasse guère 800 mètres. Au-dessus de cette altitude, les sommets sont en général rocheux, mais les affleurements sont rares et les pentes sont presque toujours formées par l'amoncellement cahotique de blocs anguleux de dimensions variables.

La Wichéra elle-même coule dans une large vallée, qui constitue une grande dépression contrastant nettement avec la région montagneuse qui se trouve à l'Est de la rivière. Cette dépression ne forme cependant pas une plaine, elle est ondulée également et présente en certains points plusieurs rides bien accentuées, dont l'élévation toutefois est peu considérable, de sorte que vue depuis un point un peu élevé, toute la région voisine de la Wichéra paraît relativement plate et peu accidentée. A l'Ouest cependant elle est flanquée d'une chaîne très continue et assez élevée, qui ferme l'horizon de ce côté, c'est celle du Zolotoï-Bérésowky, qui forme la limite naturelle du territoire étudié.

Vue générale des usines de Viols sur la Wichéra.

Campement d'Ostiaks sur l'Oschi-Nior.

§ 3. *Les chaînes dans les environs de Koutim.*

Dans un autre ouvrage nous avons déjà donné un rapide aperçu de la disposition des chaînes dans les environs de Koutim [1], nous le répéterons toutefois et le compléterons ici pour l'intelligence des pages qui vont suivre.

A l'Est et au Sud-Est de Koutim, la ligne de partage des eaux asiatiques et européennes est formée par une haute chaîne, qui dépasse en moyenne 1100 mètres, et dont certains sommets s'élèvent même à 1300 m. d'après nos observations barométriques, c'est le Poyassowoï-Kamen, qui forme une longue barrière se prolongeant fort loin vers le Nord. La rivière Soswa coule du Sud au Nord sur le flanc Est de cette chaîne, dans une large vallée encaissée à l'Est par une longue crête appelée Plichiwy. A l'Ouest du Poyassowoï et séparée de lui par une vallée assez étroite,

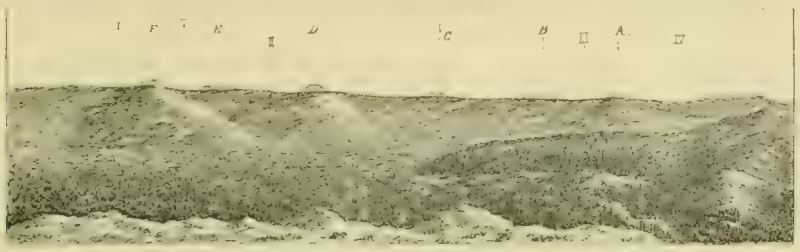


Fig. 1. — Vue générale de la chaîne de Kwarkouche et de la vallée d'Uls depuis le sommet du Liampowsky-Kamen.
I = Chaîne de Kwarkouche. — II = Vallée d'Uls. — III = Crête d'Antipowsky.
IV = Ride entre Antipowsky et le Liampowsky-Kamen. — V = Liampowsky-Kamen.
A. B. C., etc. = Sommets sur la crête de Kwarkouche.

se trouve une seconde chaîne, élevée également, mais dont l'altitude décroît du Sud au Nord; c'est le Liampowsky-Kamen. Les deux sources de Liampa, affluent de l'Uls, qui coulent l'une du Sud au Nord, l'autre du Nord au Sud, occupent la vallée qui sépare ces deux chaînes; après leur réunion la Liampa coupe transversalement le Liampowsky-Kamen. Une longue crête boisée fait suite au Liampowsky-Kamen vers l'Ouest; elle s'appelle Antipowsky-Grébine, et présente de nombreux affleurements rocheux ruiniformes; son sommet principal est rejeté au Sud par rapport à Koutim. Entre Antipowsky et le Liampowsky-Kamen, il existe une ride secondaire de moindre élévation. Une large vallée qui vient à l'Ouest et qui est occupée par la rivière Uls, sépare Antipowsky d'une très longue chaîne rocheuse, appelée Kwarkouche (fig. 1), que l'on peut suivre du Nord au Sud sur plus de 80 kilomètres, et

[1] L. Duparc et F. Pearce, *Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord.* Deuxième mémoire. Mémoires de la Société de physique de Genève, vol. 35, 1905.

qui, près de son extrémité septentrionale, est coupée en cluse par la rivière Uls qui tourne alors fortement vers l'Ouest. Cette chaîne se termine orographiquement à trois kilomètres environ au Nord de la charbonnerie qui se trouvait à la vingtième verste de la petite ligne reliant Uls à Koutim. Le Kwarkouche, que nous étudierons plus loin en détail, forme un large plateau herbeux et marécageux, dont l'altitude est d'environ 900 mètres, et sur lequel l'érosion due aux cours d'eaux contemporains a esquissé plusieurs vallonnements pouvant aller depuis des faibles ondulations jusqu'à des ouwals distincts. C'est au milieu de ce plateau et dans sa partie plutôt septentrionale, que la rivière Pélia prend sa source ; elle coule tout d'abord dans la chaîne elle-même qu'elle entaille profondément, puis longe ensuite son flanc occidental jusqu'à son confluent avec l'Uls. C'est également sur le Kwarkouche qu'elle coupe obliquement dans un profond ravin et plus au Sud, que s'amorce la rivière Malma. A l'Ouest du Kwarkouche, et fermant l'horizon de ce côté, on voit

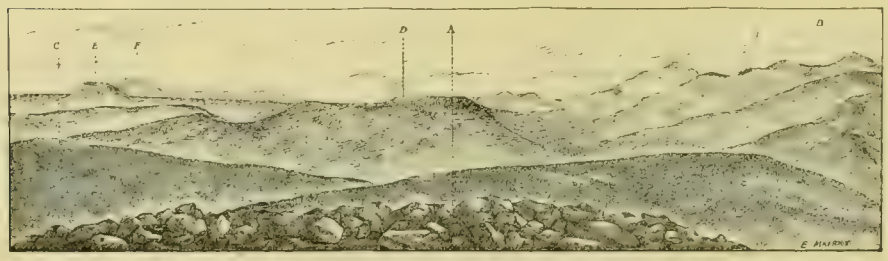


Fig. 2. — Vue de l'extrémité Nord de la chaîne du Poyassowoï.
A = Dernier sommet nord du Liampowsky-Kamen. — B = Extrémité nord du Poyassowoï. — C = Ride à l'Ouest du Liampowsky. — D = Prolongement du Liampowsky au Nord. — E = Montagne de Widerga — F = Pyramide de Choudi-Pendisch.

une longue chaîne qui court sensiblement Nord-Sud et affecte une grande régularité ; elle est boisée également, mais sur la crête on distingue quelques affleurements rocheux ; c'est la chaîne du Zolotoï-Kamen, qui termine la région étudiée vers l'Ouest. Dans la large vallée comprise entre cette chaîne et le Kwarkouche, il existe quelques rides secondaires ; la rivière Zolotanka affluent de l'Uls, y coule du Sud au Nord. Le raccord des chaînes des environs de Koutim avec celles situées plus au Sud dans la région que nous avons précédemment décrite se fait comme suit :

Au delà des sources de Liampa, le Poyassowoï et le Liampowsky s'abaissent rapidement et disparaissent comme tels dans la topographie (fig. 2) ; ils trouvent leur continuation immédiate dans les montagnes situées aux sources de Pogwa. Antipowsky-Grébine s'abaisse rapidement vers le Sud, et la rivière Liampa en contourne l'extrémité méridionale. La vallée d'Uls s'élargit alors considérablement,

Tente et traineaux d'Ostiaks.

Attelage de rennes tirant un traineau sur le plateau herbeux
de l'Oschi-Nior.

mais la longue crête de Kozmer qui réapparaît dans celle-ci plus au Sud, est le prolongement certain d'Antipowsky. C'est dans la vallée comprise entre le Kwarkouche et le flanc Ouest de cette crête, que la rivière Uls prend sa source. Une selle qui existe dans cette vallée, sépare les sources d'Uls de celles de la rivière Tépil, qui coule du Sud au Nord en sens inverse, et se jette dans la Koswa.

§ 4. *Les chaînes entre Koutim et la région du Violce.*

La haute crête du Poyassowoï se prolonge vers le Nord comme telle jusqu'à la hauteur des sources de la rivière Koutim; elle s'abaisse alors assez rapidement, et la ligne de partage garde, à partir de ce sommet et jusqu'à peu près à la hauteur des sources de la rivière Iwdiel, une altitude assez uniforme de 900 mètres environ,

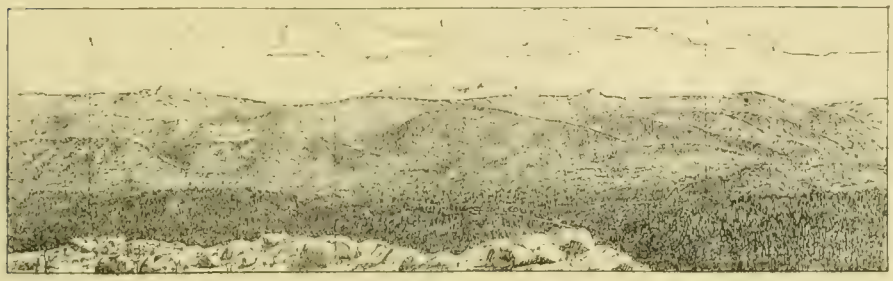


Fig. 3. — Vue de la ligne de partage et des montagnes à l'Ouest depuis la Prédouralskaïa. A = Sommet du Tari-Nior sur la Prédouralskaïa. — B. et C. = Les deux sources de la rivière Iwdiel dans la vallée comprise entre la Prédouralskaïa et la ligne de partage. — D = Ligne de partage. — E = Martaïsky-Kamen.

bien qu'elle présente de distance en distance une série de sommets ou « sopki » un peu plus élevés. Depuis l'Oural [1], on peut aisement se rendre compte de la position de la chaîne « Prédouralskaïa » ainsi que de celle du Daneskin-Kamen; d'autre part vue depuis le Tari-Nior, un des sommets de la dite chaîne, cette ligne de partage paraît très régulière, et affecte la disposition représentée dans les fig. 3 et 4.

Le Liampowsky-Kamen trouve sa continuation directe vers le Nord dans une longue chaîne rocheuse, que les gens qui nous accompagnaient nous ont dit se nommer Bieli-Kamen. Cette chaîne qui présente des particularités topographiques très curieuses sur lesquelles nous reviendrons dans la suite, est assez élevée; le sommet

[1] Le mot « oural » signifie ici comme dans la suite, la ligne de partage des eaux européennes et asiatiques.

principal dépasse certainement 1000 mètres; le 1er septembre 1905, jour où nous en fîmes l'ascension, le baromètre indiquait par un temps très clair une hauteur de 1180 mètres, qui sans doute est trop forte, mais que nous n'avons pu corriger faute

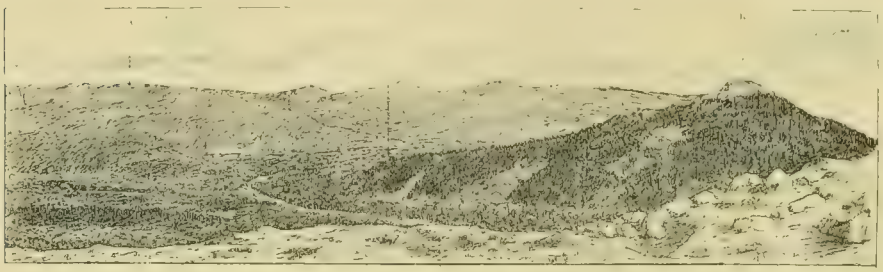


Fig. 4. — Vue de la ligne de partage depuis le Tari-Nior, au Nord-Ouest.
A = Ligne de partage. — B = Sommet du Kent Nior sur le Prédouralskaïa, séparé du Tari-Nior par la cluse dans laquelle passe la rivière Iwdiel. — C = Vallée d'Iwdiel. Au premier plan sommet de Tari-Nior.

d'observations faites simultanément sur un point de cote déterminée. La rivière Koutim s'amorce dans la vallée encaissée entre le Bieli-Kamen et la ligne de partage qui est déjà abaissée en cet endroit, comme le montre le croquis (fig. 5),

Fig. 5. — Vue de la vallée des sources de la Koutim depuis le sommet du Bieli-Kamen, vers l'Est.
A = Daneskim-Kamen. — B = Ligne de partage. — C = Extrémité nord du Poyassowoi. — D = Vallée de la Koutim. — E = Sommet du Bieli-Kamen.

qui est pris du sommet de cette montagne. Elle coule tout d'abord du Nord au Sud, puis conformément à la règle générale, tourne vers l'Ouest et coupe obliquement les différentes chaînes plus occidentales.

Troupeau de rennes sur l'Oschi-Nior.

Vallée de la Soswa. A droite crête de Plichiwy, à gauche flanc Est du Poyassowoi-Kamen. Dans le fond le Daneskin-Kamen.

Vers le Nord, le Bieli-Kamen s'abaisse, et se prolonge en un long et large Ouwal[1] qui est coupé obliquement d'abord par la rivière Tschourol (fig. 6), puis ensuite par celle appelée Posmog toutes deux affluents du Violce, qui prennent leur source dans des conditions identiques à celles de la Koutim et dans les vallées qui prolongent au Nord celle occupée par cette rivière.

La crête d'Antipowsky s'abaisse du côté du Nord à une certaine distance de la rive gauche de la Koutim; elle trouve sa continuation probable dans la montagne de Widerga, puis plus au Nord dans la crête de Choudi Pendisch (ou Choungi Pengisch), de laquelle s'élève la pyramide rocheuse élancée que l'on voit de partout et qui par son isolement possède un caractère tout spécial. L'altitude de la crête de Choudi-Pendisch est uniforme et voisine de celle de la limite de végétation; celle de la pyramide est assez considérable, nous n'avons pu la mesurer exactement

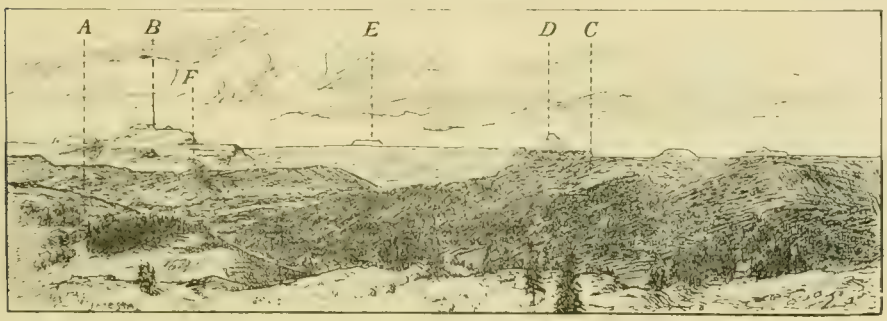


Fig. 6. — Vue de la chaîne du Bieli-Kamen depuis la ligne de partage, vers l'Ouest.
A = Ligne de partage, au premier plan. — B = Chaîne du Bieli-Kamen. — C = Ouwal qui prolonge cette chaîne vers le nord, avec cluse du Tschourol. — D = Pyramide de Choudi-Pendisch. — E = Rassinsky-Kamen.

faute de baromètre le jour de notre ascension, mais nous estimons cependant qu'elle ne doit pas s'éloigner beaucoup de 1100 mètres, car la pyramide s'élève bien de 300 mètres au-dessus de la crête. Le prolongement de Choudi-Pendisch est coupé obliquement par le Violce; la vallée comprise entre cette crête et la chaîne du Bieli-Kamen est assez profonde, elle est occupée par une rivière qui coule du Sud au Nord et se jette dans le Violce.

Le prolongement septentrional de Choudi-Pendisch est probablement représenté par la montagne de Martaïsky située plus au Nord, en amont du confluent du Violce avec le Posmog. Celle-ci qui est assez longue, présente une topographie qui rappelle absolument celle du Bieli-Kamen. Au sommet principal, le 24 août 1905, par un

[1] Ouwal signifie longue crête boisée.

temps nuageux, le baromètre indiquait l'altitude de 1180 mètres, mais il faut faire à propos de ce chiffre les mêmes réserves que pour celui trouvé au Bieli-Kamen, et pour les mêmes raisons.

Quant au Kwarkouche, cette vaste chaine qui se rétrécit au fur et à mesure qu'elle avance vers le Nord se prolonge au delà de son extrémité septentrionale par une série de montagnes qui sont du Sud au Nord, le Lépelsky et le Kyrinsky-Kamen, le Rassinsky-Kamen, les crêtes de Choudia du Youbrechkine et du Propachii-Kamen, puis plus au Nord, le Tschouwal, qui par sa configuration rappelle beaucoup le Kwarkouche.

§ 5. *Les montagnes dans la région du cours supérieur de la Wichéra.*

A la hauteur d'Iwdielskaya Sopka à peu près, la ligne de partage est rejetée vers l'Est et forme une crête assez basse et généralement déboisée, qui constitue tout d'abord l'ouwal du Pou-Toump, puis celui appelé Koulimsky-Kamen. Au delà, vers le Nord, l'oural s'élève considérablement et devient la haute chaîne du Yalping-Nior ou Molebni-Kamen. Celle-ci, qui est entièrement rocheuse, rappelle sensiblement le Poyassowoï dont elle représente peut-être une réapparition septentrionale. Elle compte plusieurs sommets bien individualisés, qui atteignent jusqu'à 1400 mètres, et sont séparés par des cols assez profonds. Cette chaîne est fort longue et se voit de partout, notamment depuis le Tschistop qui est situé à 20 kilomètres à l'Est. Plus au Nord, la ligne de partage est de nouveau légèrement rejetée vers l'Est, et forme jusqu'aux sources de la Wichéra et bien au delà, une longue crête herbeuse appelée Oschi-Nior, fréquentée par les vogoules qui y trouvent d'excellents pâturages pour leurs troupeaux. La hauteur moyenne de l'Oschi-Nior oscille entre 850 et 900 mètres, sur la crête s'élèvent quelques rares sommets rocheux isolés qui atteignent 1000 mètres environ; tels par exemple le Krasnoe-Kamen, et plus au Nord le Tochemky-Kamen.

A l'Ouest du Yalping-Nior, et séparée de lui par une vallée assez étroite, se trouve une seconde chaîne importante, celle de l'Ichérim, qui, par ses caractères, rappelle complètement celle du Molebni-Kamen. Elle est en moyenne assez élevée, car son point culminant dépasse 1200 mètres; les sommets y sont bien individualisés également, et toute la montagne est rocheuse et couverte de blocs incohérents. Une vallée assez étroite occupée par la rivière Molebnaïa qui coule vers le Nord, sépare ces deux chaînes. L'Ichérim se continue au Sud par le Volkowsky et le Zamotchny-Kamen, et au Nord par la chaîne de Mourawlinsky, parallèle au Yalping-Nior mais rejetée un peu au Nord-Ouest par rapport à lui. Le Mourawlinsky constitue

Vue générale de la chaîne du Poyassowoï-Kamen (flanc Est)
prise depuis Plichiwy.

Sommet d'Antipowsky
Grébine. Rochers ruiniformes.

une longue crête rocheuse, dont le sommet principal qui se trouve à peu près au milieu de la chaîne, cote 1350 mètres. Plus au Nord, cette chaîne s'abaisse et se prolonge dans le Mouni-Nior, sorte de large plateau herbeux, parsemé d'affleurements rocheux, qui s'étend depuis le confluent de Nioulas jusqu'à la jonction des deux artères qui forment les sources de la Wichéra, et longe la rive gauche de celle-ci. La continuation du Mouni-Nior se trouve dans le Wichersky-Kamen situé plus au Nord, qui sépare les deux sources de la Wichéra en branche de l'Est et branche de l'Ouest, et qui présente les mêmes caractères topographiques. C'est également un haut plateau herbeux qui est souvent visité par les vogoules pendant l'été, et sur lequel des petites éminences isolées et généralement rocheuses dessinent des sommets assez peu élevés au-dessus du niveau moyen du plateau.

Il est difficile de raccorder les différentes chaînes dont il vient d'être question avec celles qui sont situées plus au Sud; le Zamotchny-Kamen se trouve sur le prolongement septentrional immédiat du Martaïsky et n'en est séparé que par la coupure transversale du Violce; on peut donc probablement admettre que la grande chaîne de Zamotschny-Icherim-Mourawlinsky représente la continuation de celle de Martaïsky vers le Nord.

A l'Ouest de cette longue chaîne et séparée de celle-ci par une grande vallée dans laquelle coule la rivière Moïva, se trouve une nouvelle chaîne appelée Toulimsky-Kamen, qui est orientée presque rigoureusement Nord-Sud et qui se poursuit sur plus de 25 kilomètres sans interruptions. Le Toulimsky-Kamen présente plusieurs sommets distincts; la chaîne est en moyenne très élevée et entièrement rocheuse; son point culminant se trouve à peu près dans la partie centrale, il dépasse 1400 mètres.

Le Toulimsky-Kamen longe la rive gauche de la Wichéra dont il est assez peu distant; vers le Nord, il s'abaisse et disparaît complètement comme tel dans la topographie à quelques kilomètres en aval de l'embouchure de la Moïva.

Une nouvelle chaîne, celle du Kouriksar ou Kouroksar, fait suite au Toulimsky vers le Sud-Ouest, c'est la plus occidentale des montagnes développées sur la rive gauche de la Wichéra. Le Kouriksar forme une crête assez courte, qui est dirigée Nord-Sud à peu près, et jalonnée au sommet par une série presque ininterrompue de rochers déchiquetés et ruiniformes. Le Kouriksar débute à une dizaine de kilomètres en amont de Verkne-Tschouwal, sur la rive gauche de la Wichéra, et cesse à la naissance de la chaîne du Toulimsky dont le prolongement orographique paraît être le Tschouwal.

§ 6. *Le système hydrographique.*

La Wichéra est la grande artère collectrice des eaux de cet immense bassin. Elle est, comme nous l'avons vu, le produit de la réunion de deux sources distinctes; celle de l'Est, la plus considérable, s'amorce sur la ligne de partage elle-même dans un cirque ayant la forme d'un fer à cheval, délimité à l'Est par l'Oschi-Nior et au Nord et à l'Ouest par le Wichersky-Kamen. Elle coule sur 8 kilomètres environ dans une vallée assez encaissée, et reçoit plusieurs petits tributaires gauches qui proviennent de la ligne de partage. Elle tourne ensuite vers le Sud-Ouest, l'Ouest et le Nord-Ouest, en coupant transversalement le Mouni-Nior et son prolongement le Wichersky-Kamen, puis se réunit à la branche de l'Ouest. Celle-ci prend également naissance dans une grande dépression encaissée au Nord et à l'Est par le Wichersky-Kamen, et à l'Ouest par une longue crête appelée Jani Emti, elle reçoit aussi de nombreux petits tributaires sur ses deux rives. A partir de la réunion de ses deux sources jusqu'à peu près au confluent de la Moïva, la Wichéra coule en moyenne au Sud-Ouest, puis de là au Sud, Sud-Ouest jusqu'à l'extrémité Sud du Kouriksar, en faisant bien entendu comme toujours abstraction des méandres. Du confluent de la rivière Kouriksarka jusqu'à l'embouchure du Violce, la Wichéra décrit ensuite vers l'Est un grand coude dont la convexité maximum se trouve à peu près vis-à-vis du confluent de la rivière Tschouwalka, puis entre Violce et Ust-Uls, elle coule de nouveau en moyenne vers le Sud Sud-Ouest. C'est à partir de cette dernière localité qu'elle change brusquement de direction et tourne vers l'Ouest et le Nord-Ouest, en coupant presque transversalement les chaînes; nous ne la suivrons pas au delà pour rester dans le cadre de nos recherches.

Le lit de la Wichéra est généralement assez large, sauf dans certaines parties de son cours supérieur; les berges sont plates, ou au contraire formées par des falaises rocheuses plus ou moins élevées et escarpées. La profondeur moyenne de la rivière aux basses eaux est peu considérable, elle ne dépasse guère 0,50 à 0,70 m., il existe cependant certaines parties du lit où cette profondeur est beaucoup plus considérable et atteint 4 à 5 mètres et même davantage. Ces endroits, bien connus des pêcheurs, sont assez nombreux; on en rencontre quelques-uns en amont de Violce, puis aussi entre Violce et Ust-Uls, notamment vis-à-vis de cette dernière localité, sur la rive gauche. La Wichéra décrit de nombreux méandres, les îles y sont fréquentes et parfois assez étendues. En été, aux basses eaux, elle est navigable en pirogues depuis Ust-Uls jusqu'au confluent de la Moïva, quelquefois

Chaîne du Toulimsky-Kamen, prise depuis la Wichéra.

Chaîne de l'Ichérim et vallée de la Moïwa
depuis le sommet Sud du Toulimsky.

même jusqu'à l'embouchure de Nioulas, mais les pirogues ne doivent pas être lourdement chargées; en 1906 nous avons remonté le cours de la rivière depuis Violce jusqu'à 4 kilomètres environ en amont du confluent de Moïva, sur une petite barque à fond plat, tirée par des chevaux depuis les rives, mais le voyage fût long et particulièrement difficile. A quelques kilomètres en aval de ce confluent, il existe des rapides assez importants, qui sont comparables au touloum de la Koswa, et sont assez difficiles à traverser. Le lit de la rivière est en cet endroit parsemé d'énormes blocs et quartzites, entre lesquels il n'est pas toujours aisé de se frayer un passage. Ce rapide qui se trouve à peu près vis-à-vis de l'extrémité Nord du Toulimsky, a sans doute donné son nom à cette montagne. (Toulimsky ou Touloumsky, c'est-à-dire montagne du touloum, mot qui dans la langue des aborigènes désigne un rapide.)

La Wichéra reçoit plusieurs affluents importants qui se trouvent généralement sur la rive gauche; ceux-ci sont, en allant de l'amont vers l'aval, depuis les sources:

1. *La rivière Nioulas.* Elle est formée par la réunion de deux branches distinctes, l'une qui coule du Nord-Est au Sud-Ouest, l'autre qui coule en sens inverse; toutes deux s'amorcent sur la ligne de partage, la première sous le Krasnoe-Kamen, la seconde plus au Sud. Nioulas coule ensuite à peu près de l'Ouest vers l'Est, en coupant transversalement les chaînes; elle se jette dans la Wichéra à 10 kilomètres en aval de la jonction de ses deux sources.

2. *La rivière Moïva.* C'est un gros tributaire qui est formé par la réunion de deux rivières distinctes, la Balchaïa et la Malaïa Moïwa. La B. Moïwa prend naissance au flanc Ouest du Zamotchny-Kamen; elle coule sur un petit espace du Nord-Est au Sud-Ouest, puis du Sud-Est vers le Nord-Ouest et ensuite sensiblement du Sud au Nord, le long du flanc oriental du Toulimsky, dans la grande vallée dont il a été question précédemment. Elle garde cette direction jusqu'à son confluent avec la M. Moïwa. Cette dernière s'amorce dans la vallée comprise entre l'extrémité Nord de la chaîne du Molebni-Kamen et la chaîne du Mourawlinsky; elle coule tout d'abord du Nord-Est au Sud-Ouest, reçoit la rivière Molebnaïa dont les deux sources, qui coulent en sens inverse, se trouvent sur le flanc Ouest du Yalping-Nior, puis se dirige ensuite Est-Ouest jusqu'à sa jonction avec la B. Moïwa. A partir de celle-ci, la rivière coule vers le Nord-Ouest jusqu'à son embouchure.

3. *La rivière Violce.* C'est l'affluent le plus important de la haute Wichéra. Le Violce s'amorce sur la ligne de partage dans un cirque, délimité à l'Est par celle-ci qui porte en cet endroit le nom de Koulimsky-Kamen, au Nord par les contreforts de l'extrémité Sud du Yalping-Nior, à l'Ouest par le Volkowsky-Kamen. Il coule d'abord en moyenne au Sud Sud-Ouest, dans une vallée encaissée à l'Est par le Koulimsky et son prolongement Sud le Niati-Tump, à l'Ouest par le Vol-

kowsky et le Zamotchny-Kamen, puis il tourne brusquement à l'Ouest dans une cluse comprise entre le Zamotchny et l'extrémité Nord du Martaïsky, et contourne ensuite le flanc Ouest de cette montagne. Entre l'extrémité Sud du Martaïsky et l'embouchure du Tschourol affluent très important qui prend également sa source sur la ligne de partage, le Violce décrit un grand cercle vers l'Est; au sommet de cette convexité et à une douzaine de verstes à peu près en amont du confluent du Tschourol, le Posmog, autre affluent important, s'y jette également. Un peu en aval du confluent de Posmog, le Violce coule vers l'Ouest, direction qu'il garde en moyenne jusqu'à la Wichéra; il coupe alors transversalement les chaînes cristallines externes et toute la région dévonienne qui lui fait suite vers l'Ouest.

4. *La rivière Uls.* C'est le dernier affluent gauche important de la Wichéra sur la région qui fait l'objet de cette étude. L'Uls prend sa source au flanc Est de Kwarkouche dans une vallée comprise entre celle-ci et la crête de Kozmer. Elle coule constamment le long du flanc Est de Kwarkouche, c'est-à-dire légèrement au Nord Nord-Ouest. Elle reçoit plusieurs tributaires droits importants, tels que la Liampa et la Koutim qui viennent toutes deux de la vallée comprise entre le Poyassowoï et le Liampowsky-Kamen ou son prolongement vers le Nord. Près de la terminaison de Kwarkouche, l'Uls tourne brusquement vers l'Ouest et coupe en cluse l'extrémité septentrionale de cette montagne, puis après avoir reçu les rivières Pélia et Zolotanka, deux affluents gauches, elle reprend la direction du Nord-Ouest qu'elle conserve jusqu'à la Wichéra.

L'Uls, le Violce et la Moïwa sont de grandes rivières qu'on peut, lorsque les eaux ne sont pas trop basses, remonter assez haut en pirogues; elles sont toutes peu profondes et assez rapides dans les parties supérieures de leur cours. Comme sur la Wichéra, partout où la rivière n'est pas encaissée entre des falaises rocheuses, le lit ancien s'étend assez loin, il n'est pas rare de trouver des places où les alluvions couverts mesurent plus d'un kilomètre de largeur. Les abords de ces rivières sont souvent marécageux, de sorte que si l'on veut pénétrer dans l'intérieur du pays sans recourir aux pirogues, il vaut mieux marcher par monts et par vaux à travers l'épaisse forêt qui couvre toute la contrée que de remonter les rivières en cheminant sur les rives.

Vue générale du Jalping-Nior depuis le prolongement Nord du Mani Tump.

Extrémité Nord du Jalping-Nior depuis le Mourawlinsky.

CHAPITRE II

Formations géologiques; Roches éruptives.

§ 1. Classification des différentes formations rencontrées. — § 2. Les diabases, caractères macroscopiques et distribution générale. — § 3. Minéraux constitutifs des diabases. — § 4. Monographie des types de diabases étudiés. — § 5. Composition chimique et formule magmatique des diabases.

§ 1. *Classification des différentes formations rencontrées.*

Les formations développées dans le bassin de la Haute Wichéra, se répartissent comme suit en :

1. Roches éruptives.
2. Roches métamorphiques infradévoniennes.
3. Formations du dévonien.
4. Formations du carbonifère.
5. Dépôts quaternaires et contemporains.

Les *roches éruptives* sont assez pauvrement représentées et d'un type très uniforme. Elles sont généralement intrusives dans les roches métamorphiques, et réparties sur toute l'étendue de la région, mais elles y forment rarement des massifs importants.

Les *roches métamorphiques infradévoniennes* réunies généralement sous le nom de « schistes cristallins », sont au contraire très développées et couvrent la majorité de la superficie du bassin de la Haute Wichéra. Elles forment une zone homogène qui va de quelques kilomètres à l'Est de la rivière, jusqu'à la ligne de partage.

Les *couches du dévonien moyen et inférieur* sont exclusivement cantonnées dans la vallée de la Wichéra, où elles forment une bande continue : ce n'est qu'au Sud d'Ust-Uls que cette bande se bifurque en deux branches distinctes et considé-

rablement rétrécies; l'une occupe la vallée de Pélia, l'autre celle d'Uls; ces deux branches finissent en pointe plus au Sud.

Les *formations du Carbonifère* jouent un rôle très effacé, et ne se rencontrent que sur la bordure Ouest de la zone étudiée qu'elles délimitent de ce côté.

Quant aux *dépôts quaternaires et contemporains,* ils constituent les alluvions anciennes et actuelles des cours d'eau de la région, ainsi que les éboulis que l'on trouve sur les pentes de certaines montagnes.

§ 2. *Les diabases, caractères macroscopiques et distribution générale.*

L'unique type pétrographique de roche éruptive rencontré dans le bassin de la Haute Wichéra est représenté par des diabases, dont l'aspect est variable d'un gisement à l'autre, mais dont la composition minéralogique et la structure sont très uniformes. Ce sont des roches verdâtres, de couleur généralement foncée, qui dans la règle sont mélanocrates ou mésocrates et à grain plutôt moyen; on trouve cependant des variétés finement grenues ou même aphanitiques, et d'autres chez lesquelles les minéraux constitutifs sont au contraire d'assez grande taille, mais ce dernier cas est rare. Le grain est d'habitude homogène, les formes taxitiques n'ont pas été observées.

A la loupe, le diabase paraît formé par la réunion d'un pyroxène plus au moins lamellaire de couleur verdâtre ou grisâtre, avec un feldspath légèrement teinté de vert; les deux éléments constitutifs sont toujours très intimement mélangés, les « schlieren » font défaut.

A l'état frais, ces roches sont très dures et compactes, mais elles sont presque toujours plus ou moins profondément décomposées, ce qui les rend friables; elles renferment alors quelquefois des amas ou filonnets d'épidote. Elles se rencontrent en dykes plus ou moins importants, qui percent au milieu des formations métamorphiques infradévoniennes aussi bien dans les schistes que dans les quartzites. Ces dykes sont de dimensions variables; certains d'entre eux forment de simples filons de minime importance, d'autres constituent de gros affleurements voire même des ouwals entiers; tel est par exemple le cas pour le gros dyke qui se trouve un peu à l'Est de l'embouchure de la Zolotanka et qui est traversé en cluse par la rivière Uls. Il n'y a d'ailleurs aucune relation entre le type que présente la roche et la dimension du dyke, cependant lorsque ce dernier est important, on y rencontre souvent en divers points plusieurs variétés distinctes seulement par la dimension de leur grain. Ces dykes sont fréquemment tout à fait isolés et sporadiques au milieu des formations métamorphiques, d'autres fois au contraire, ils sont très rapprochés et

forment une série de petits pointements au milieu des schistes; tel est par exemple le cas au Kwarkouche, où les schistes et quartzites qui forment cette montagne sont littéralement criblés par ces dykes de diabases.

Sur la Wichéra les diabases n'apparaissent que dans les formations métamorphiques, nous n'en avons jamais rencontré dans le dévonien. Ceci est en partie conforme à ce que l'on observe plus au Sud dans le bassin de la Koswa. Là aussi les mêmes diabases ne traversent jamais les dolomies du D^2, mais on les trouve par contre fréquemment dans les schistes noirs attribués au D^1, ce qui n'est pas le cas sur la Wichéra. Il est vrai qu'il n'est pas démontré que les schistes argileux de la Koswa soient strictement l'équivalent des schistes argilo-calcaires de la Wichéra qui se trouvent immédiatement sous les dolomies cristallines du dévonien moyen.

Nulle part nous n'avons pu, dans la région étudiée, observer directement le contact des diabases avec les formations qu'ils traversent; cela provient du fait que les dykes sont presque toujours recouverts par la végétation. La roche éruptive n'y apparaît en effet que sous forme de pitons rocheux alignés sur une crête, ou encore de blocs entassés pêle-mêle ou au contraire épars dans la forêt. Là où les dykes sont entaillés par le cours d'une rivière, les contacts sont généralement encore masqués par les éboulis. Cependant la nature nettement intrusive des diabases ne fait aucun doute; elle ressort nettement de la forme même des affleurements, comme aussi des observations que nous avons faites antérieurement sur la Koswa. Là, sur plusieurs de ces dykes, nous avons pu voir directement les contacts des diabases avec les schistes noirs et constater que ces derniers avaient subi un métamorphisme peu intense il est vrai, mais toujours évident et appréciable. Or les diabases de la Koswa et ceux de la Wichéra sont identiques à tous les points de vue et la généralisation qui vient d'être faite est en somme parfaitement légitime.

§ 3. *Minéraux constitutifs des diabases.*

Sous le microscope les minéraux constitutifs des diabases sont : L'ilménite, le pyroxène, l'olivine et les plagioclases.

ILMÉNITE

Elle se rencontre en grains assez gros et en plages isolés parmi les autres minéraux, et n'est jamais très abondante. Les grains sont irréguliers, les plages moulent souvent localement l'élément noir, voire même les feldspaths. Parfois le fer titané est comme noyé dans une masse brunâtre, à peine translucide, qui paraît être un produit de décomposition leucoxénique.

PYROXÈNE MONOCLINIQUE

Le pyroxène est toujours abondant mais souvent très altéré et partiellement transformé en produits secondaires. Sur les échantillons relativement frais, il est, en lumière naturelle, légèrement brunâtre ou grisâtre avec un polychroïsme nul ou à peine appréciable. Souvent il semble marbré de taches par suite d'altérations locales. Les plages de pyroxène ne présentent jamais de contour géométrique, les clivages $m = (110)$ sont assez nets mais disparaissent souvent partiellement par suite de la décomposition. On observe aussi, mais rarement, un clivage $g^1 = (010)$, puis des cassures selon $p = (001)$. Sur la section perpendiculaire à n_g, les clivages $m = (110)$ se coupent sous un angle $71° 5'$. Les mâcles selon $h^1 = (100)$ sont assez fréquentes, mais généralement sans répétition.

Les propriétés optiques du pyroxène changent souvent légèrement d'un spécimen à l'autre, comme l'ont démontré plusieurs mesures exactes de biréfringences. Le plan des axes optiques est toujours parallèle à $g^1 = (010)$, la bissectrice aiguë est positive $= n_g$. Sur $g^1 = (010)$ n_g s'éteint sous des angles qui oscillent entre 38° et 41° la moyenne étant de $39°15'$. L'angle des axes optiques n'a pu être mesuré directement, il est cependant relativement petit, la valeur moyenne de $46° 13'$ calculée par les biréfringences est inférieure à celle du diopside ordinaire ou de l'augite.

Quant aux biréfringences elles-mêmes, elles varient légèrement aussi, la moyenne des résultats obtenus est :

$$n_g - n_p = 0{,}0268 \quad n_g - n_m = 0{,}0229 \quad n_m - n_p = 0{,}003.$$

Tableau des propriétés optiques du pyroxène.

Numéro des coupes	$n_g - n_p$	$n_g - n_m$	$n_m - n_p$	2 V calc.	Extinction sur $g^1 = 010$
5017	0,0262	0,0221	0,00376	45°50′	39°
5019	0,0267	0,0215	0,0052*	52°22′	38°15′
5023	—	—	0,00383	—	—
5085	0,0274	0,0231	0,0043*	46°42′	39°
5087	0,0258	0,0227*	0,00317	40°58′	41°
5089	0,028	0,025**	0,0029*	—	39°

Ce pyroxène correspond à une variété de diopside riche en magnésie.

* Les valeurs simplement astérisquées ont été déterminées par différence faute de sections appropriées.
** La valeur n'est qu'approximative, la bissectrice n'étant pas exactement centrée

OLIVINE

Ce minéral paraît être excessivement rare dans les diabases, nous ne l'avons rencontré qu'une seule fois dans un spécimen du Kwarkouche. L'olivine se présente en grains arrondis et craquelés qui sont toujours plus ou moins fortement serpentinisés.

FELDSPATHS

Les feldspaths sont, dans la règle, si profondément altérés, que leur détermination est impossible dans la majorité des cas. Cependant dans certaines préparations, on trouve des spécimens relativement frais sur lesquels on peut faire quelques mesures exactes. Les cristaux sont toujours allongés, mâclés suivant la loi de l'albite, souvent suivant celle de Karlsbad, rarement suivant celle de la péricline. Quand on rencontre simultanément les mâcles de l'albite et de Karlsbad, l'un des deux individus mâclés seulement présente les lamelles de l'albite. La grande majorité des sections étudiées indique un type moyen compris entre le labrader basique Ab3 An4 et l'anorthite An comme étant celui qui prédomine; la Bytownite n'est point rare. On trouve cependant, mais exceptionnellement, le labrador Ab1 An1 et même l'andésine.

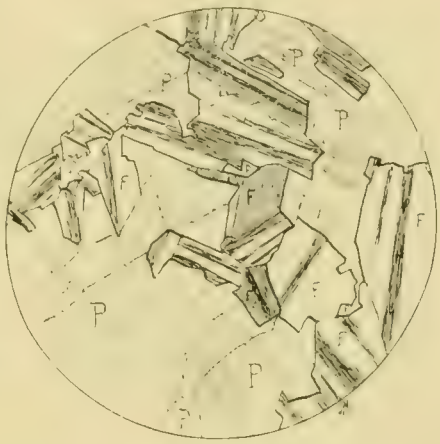


Fig. 7. — Diabase ophitique. Coupe n° 5087. Chambre claire. Lumière naturelle, les feldspaths en lumière polarisée. — P = Pyroxène. — F = Feldspaths.

STRUCTURE

La structure de ces roches est très uniforme et toujours nettement ophitique. Le pyroxène en grandes plages moule les cristaux de feldspaths, qui pénètrent profondément à leur intérieur; souvent même ces feldspaths sont inclus dans le pyroxène qui les emprisonne complètement (fig. 7). Ces plages ophitiques de pyroxène ne se touchant généralement pas directement; elles sont distribuées dans une masse formée par des cristaux enchevêtrés de feldspaths. Lorsque ces derniers sont totalement décomposés, les plages pyroxéniques gardent des contours sinueux et déchiquetés qui mettent toujours nettement en évidence le rôle qu'elles jouent vis-à-vis des feldspaths. Dans le seul échantillon où nous avons rencontré de l'olivine,

celle-ci forme des associations poecilitiques avec le pyroxène qui d'ailleurs joue vis-à-vis des plagioclases son rôle habituel (fig. 8).

PRODUITS SECONDAIRES

Les diabases sont toujours profondément décomposés et leurs divers minéraux constitutifs subissent de par ce fait des transformations qu'il est intéressant d'étudier.

Les Pyroxènes tout d'abord éprouvent plusieurs genres de modification à savoir :

1. *La transformation en amphibole.* Elle s'observe fréquemment et l'amphibole qui résulte du pyroxène ne correspond pas toujours à une seule et même variété.

Fig. 8. — Diabase à olivine, structure poecilitique. Chambre claire. Lumière naturelle. Les feldspaths en lumière polarisée. — O = Olivine serpentinésie. — F = Feldspaths. — P = Grande plage de pyroxène moulant les feldspaths et l'olivine.

On rencontre tout d'abord une hornblende verte, dont les sections sont contiguës aux plages de pyroxène au détriment duquel elles se sont formées. Cette amphibole se développe également à l'intérieur du pyroxène et généralement parallèlement aux clivages, elle marbre alors ce minéral de taches à contour flou, qui se distinguent par leur coloration et leur biréfringence. L'extinction de cette amphibole sur $g^1 = (010)$ se fait à 17°, la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}0234$, le signe optique est négatif. Le polychroïsme est comme suit :

n_g = vert plus ou moins jaunâtre, ou vert bleuté, n_m = verdâtre, n_p = jaunâtre très pâle.

A côté de cette amphibole il en existe une autre plus rare, qui est de couleur brune. Elle se présente en cristaux de petite taille qui sont généralement contigus à ceux du pyroxène. Sur un de ces cristaux on a reconnu les profils $m = (110)$ et $g^1 = (010)$ avec les clivages $m = (110)$ bien nets. Vu le petit nombre de sections, les propriétés optiques de cette amphibole n'ont pas été déterminées d'une manière complète. Le plan des axes est également parallèle à $g^1 = (010)$ la biréfringence $n_m - n_p$ oscille entre 0,0175 et 0,0199 ; le polychroïsme est comme suit :

n_g = brun verdâtre n_m = brunâtre n_p = jaunâtre très pâle.

Cette hornblende est quelquefois entourée par de l'amphibole verte qui est orientée optiquement d'une manière identique, et à laquelle elle passe latéralement. La hornblende brune est aussi, dans certaines préparations, accompagnée d'une *Biotite* rouge uniaxe et négative en petites lamelles très polychroïques avec :

n_g = rouge brun foncé n_p = jaunâtre pâle

cette biotite est toujours rare.

On rencontre enfin un troisième type d'amphibole qui se présente en petites baguettes enchevêtrées à allongement toujours positif, qui sont incolores ou faiblement colorés en vert. Sur $g^1 = (010)$ l'extinction atteint 13° environ, le signe optique est négatif, les biréfringences sont : $n_g - n_p = 0{,}0251$ $n_g - n_m = 0{,}097$. Quand la coloration est appréciable le minéral est toujours polychroïque, on a alors :

n_g = vert très pâle
n_p = incolore

la variété doit être rattachée à l'actinote.

Envisagée au point de vue quantitatif la hornblende varie beaucoup, dans certaines roches elle peut remplacer complètement le pyroxène, dans d'autres au contraire elle fait complètement défaut :

Fig. 9 *a*. — Pyroxène serpentinisé. Le pointillé figure l'antigorite.

2. *Transformation en serpentine.* Elle est très générale et se rencontre sur beaucoup d'échantillons. Elle se fait principalement parallèlement aux clivages et aux cassures, souvent aussi suivant le plan de mâcle selon h^1. Dans ce dernier cas, la serpentine forme une bande plus ou moins large et régulière, qui sépare les deux individus mâclés. Quelquefois la serpentinisation est si avancée qu'elle supprime complètement certains cristaux de pyroxène. Les plages de serpentine gardent alors la forme de ces derniers, mais elles sont verdâtres, dépourvues de relief, polarisent fort bas et présentent une structure fibro-lamellaire. Il s'agit ici d'une véritable bastitisation. Les fig. 9 : *a*, *b* et *c* représentent les divers stades de ce phénomène. Dans l'intérieur des plages de serpentine on trouve souvent encore des débris de pyroxène.

L'antigorite est vert pâle en lumière naturelle; les fibres sont positives, le signe optique du minéral négatif. La biréfringence $n_g - n_p$ très faible ne dépasse pas 0,006. Cette antigorite présente fréquemment une structure extrêmement enchevêtrée par suite de l'entrecroisement des fibres et des lamelles; souvent ces dernières ont des extinctions roulantes et lorsqu'elles sont associées aux fibres, les vibrations de même signe sont orientées perpendiculairement dans ces deux sortes de formations.

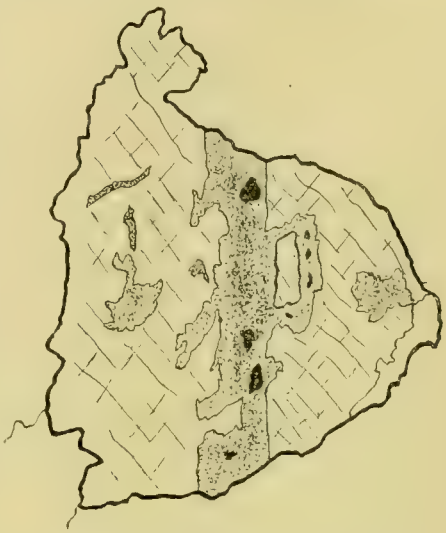


Fig. 9 *b*. — Section mâclée, le développement de l'antigorite s'est fait suivant la trace du plan de mâcle.

3. *Chloritisation*. C'est un processus assez rare, qui ne se voit que sur certaines variétés très transformées dans lesquelles le pyroxène a complètement disparu et qui sont alors exceptionnellement riches en épidote. La chlorite y forme de grandes plages lamellaires disséminées dans toute la masse de la roche. Elle est vert pâle, uniaxe, légèrement polychroïque et très peu biréfringente; le signe optique est négatif. La variété correspond à la pennine.

Fig. 9 *c*.

Les feldspaths. Ils subissent aussi plusieurs transformations intéressantes. Dans la règle, ils sont toujours plus ou moins totalement kaolinisés et opaques; fréquemment même ils sont transformés en une masse grisâtre, qui renferme alors divers produits secondaires, à savoir :

1. *Des amas et agrégats leucoxéniques* de couleur grisâtre, toujours localisés sur certains points des préparations.

2. *Du quartz*, qui n'existe pas chez tous les échantillons, mais qui, chez certains d'entre eux, peut devenir abondant. Il forme dans ce cas des plages d'aspect graphique qui moulent des squelettes feldspathiques complètement kaolinisés. Certaines de ces plages ont une structure micropegmatoïde; l'élément feldspathique associé au quartz est de l'albite ou du kaolin grisâtre et opaque, le quartz prédomine toujours dans l'association.

3. *De la zoïsite :* En petits grains informes, disséminés dans le kaolin. Ce minéral qui ne forme jamais des cristaux volumineux, est abondant dans certains spécimens. La biréfringence $n_g - n_p = 0{,}00687$.

4. *De l'Epidote.* Ce minéral n'existe pas dans toutes les roches mais dans certaines préparations il est très abondant. Il se présente en grains irréguliers assez gros et disséminés partout, voire même en filonnets. Par transparence l'épidote est jaunâtre, avec polychroïsme appréciable, n_p = jaune pâle, n_m = jaune, n_g = jaune verdâtre. Les biréfringences $n_g - n_p = 0{,}038$, $n_g - n_m = 0{,}0106$, $n_m - n_p = 0{,}0274$, l'angle $2V = 63°46'$. Le signe optique est négatif. Elle est parfois associée à la zoïsite, mais en quantité assez faible.

5. *Du mica blanc.* Ce minéral se trouve en petites lamelles biaxes incolores, de signe négatif. $n_g - n_p = 0{,}042$, $n_g - n_m = 0{,}0068$, $n_m - n_p = 0{,}0351$, $2V = 47°41'$.

6. *De la calcite.* Elle est assez peu abondante et se trouve en grains et petites plages isolées dans la masse kaolinique.

§ 4. *Monographie des types de diabases étudiés.*

N° 5014. Kwarkouche, sommet désigné par D (fig. 1).

Roche très décomposée. Pyroxène presque entièrement disparu, réduit à quelques lambeaux. Très peu d'amphibole faiblement colorée. Quelques plages de leucoxène, un peu de chlorite. Feldspaths complètement décomposés, remplacés par une masse kaolinique renfermant de nombreuses lamelles de mica blanc secondaire. Quelques grains de zoïsite et un peu de calcite.

N° 5015. Kwarkouche. Affleurement rocheux au Sud du sommet D (fig. 1).

Roche très analogue à la précédente, encore plus décomposée. Beaucoup de leucoxène et de zoïsite. Pyroxène entièrement altéré, de même que les feldspaths qui se transforment en masse kaolinique chargée de produits secondaires.

N° 5017. Rive droite du ravin de Pélia, un peu au Sud des sources.

Roche finement grenue, assez fraîche. Pyroxène abondant, en plages moulant les feldspaths, en partie transformé en serpentine. Fer titané assez abondant également, en grains et plages moulant parfois le pyroxène. Quelques sections d'amphibole vert pâle provenant de l'altération des pyroxènes, puis aussi d'amphibole brune qui passe latéralement à la hornblende verte. Une ou deux petites

lamelles de biotite rouge toujours à proximité de la hornblende brune. Feldspaths assez altérés, chargés de taches de kaolin, mais en partie déterminables:

Section mâclée selon Ab.

Extinction maximum dans la zone de symétrie = 38° = Labrader basique Ab^3 An^1.

Passablement de quartz secondaire en plages unies, ou en micropegmatites disposées en auréoles autour des plagioclases complètement kaolinisés.

N° 5019. Gros affleurement dans le lit de Pélia, près de la jonction des deux sources.

Quelques plages de fer titané. Pyroxène assez frais, abondant, moulant les feldspaths. Rares et petites lamelles de biotite. Quelques cristaux d'amphibole verte épigénisant les pyroxènes ou les marbrant localement. Un peu de hornblende brune entourée par la précédente. Feldspaths très altérés, en partie déterminables.

1. Extinction maximum dans la zone de symétrie de l'albite = 40° = feldspath. voisin de la Bytownite.

2. Section sup. mâclée selon Ab et P. K.

Extinction de 1. Ab = + 33 / 2. P = — 44 \ = Labrador Ab_3 An_1

N° 5023. Extrémité Sud de la crête B à l'Ouest de Kwarkouche (fig. 10).

Roche assez fraîche, à grain moyen. Quelques plages de fer titané. Pyroxène abondant transformé par places en serpentine. Feldspaths très altérés, presque entièrement décomposés en kaolin et indéterminables. Quelques lamelles de mica blanc et quelques grains de grenat incolore.

N° 5034. Sommet γ au Sud de F et des sources de Pélia (fig. 11).

Roche également totalement décomposée. Pyroxène disparu, remplacé par de la hornblende incolore ou grisâtre. Quelques plages de leucoxène. Feldspaths entièrement décomposés et kaolinisés, transformés en une masse grisâtre imprégnée de zoïsite.

N° 5075. Filon dans la crête de Kozmer, à l'Ouest de Kwarkouche.

Roche assez différente des précédentes. Fer titané abondant. Pyroxène complètement disparu remplacé par de grandes plages de chlorite lamellaire. Epidote très abondante en gros grains disséminés partout. Feldspaths paraissant assez frais, de nature albitique et d'origine secondaire.

N° 5063 P. Piton rocheux en place, flanc Est de Kwarkouche, avant d'arriver au sommet F. (fig. 1).

Cet échantillon est le seul de ceux rencontrés qui renferme de l'olivine. Le pyroxène transparent et incolore, forme des grandes plages ophitiques à contour sinueux, qui empâtent les feldspaths toujours de dimension plus petite et transformés en masses kaoliniques. L'olivine paraît avoir été abondante, mais elle est presque complètement décomposée. Les cristaux arrondis et craquelés sont réduits à l'état de noyaux au milieu de la serpentine ; ils forment avec les pyroxènes des associations poecilitiques, et sont aussi disséminés à l'état de grains parmi les feldspaths. Ces derniers devaient sans doute former un réseau entrecroisé de gros cristaux à habitus microlitique, à en juger par la forme des squelettes qui se trouvent dans les plages de pyroxène, mais ils sont remplacés par une masse opaque grisâtre formée de kaolin. Dans celle-ci on trouve quelques régions hyalines de forme arrondie qui, en lumière polarisée, se montrent formées par un agrégat de lamelles biréfringentes attribuables à du talc, jointes à des petits amas granuleux et ferrugineux qui gardent la forme des cassures de l'olivine dont ils sont un produit de décomposition. Dans la masse kaolinique quelques débris de pyroxène avec formes graphiques, restant de plages plus grandes décomposées.

N° 5065. Provenance identique à celle du numéro précédent, trouvé avec lui dans les éboulis.

Roche très décomposée également. Pyroxène primitivement assez abondant, incolore moulant les feldspaths. Pas d'olivine visible, on trouve cependant ça et là des plages hyalines de forme arrondie rappelant celle des grains d'olivine, qui sont remplies de petites aiguilles et de prismes d'actinote. Feldspaths entièrement décomposés, et remplacés par une masse kaolinique opaque mêlée à des aiguilles d'actinote. Çà et là un peu de zoïsite.

N° 5073. Sommet γ au Sud des sources de Pélia (fig. 11).

Roche très décomposée et altérée ; pyroxène entièrement détruit remplacé par de l'amphibole incolore rattachable à l'actinote. Passablement de leucoxène. Feldspaths complètement altérés et transformés en une masse kaolinique imprégnée de zoïsite.

N° 5077. Filon de diabase au sommet de Kozmer.

Roche très altérée. Pyroxène en plages ophitiques, marbré de taches grises et réduit à l'état de débris. Amphibole brune assez abondante, en cristaux de couleur foncée, très polychroïques. Peu de fer titané entouré de leucoxène en plages

moulant généralement les pyroxènes altérés. Feldspaths entièrement décomposés, remplacés par une masse kaolinique grise dans laquelle on trouve passablement de quartz secondaire, puis quelques grains d'Epidote.

N° 5081. Sommet terrassé, sur la rive gauche du ravin des sources de Malma.

Fer titané abondant enveloppé d'une auréole brune, d'origine leucoxénique. Pyroxène abondant également en grandes plages ophitiques altérées, marbrées de taches d'amphibole verte. Feldspaths très décomposés et transformés en kaolin opaque; par places cependant on observe encore quelques lamelles de l'albite.

1. Sections mâclées selon Ab. Extinction maximum dans la zone de symétrie = 42° = Bytownite.

Passablement de quartz secondaire en plages graphiques et en micropegmatites.

N° 5082 P. Base de la terrasse qui supporte le sommet précédent.

Roche entièrement décomposée et dynamo-métamorphique. Le pyroxène a complètement disparu, il est transformé en actinote en bâtonnets et cristaux alignés. Feldspaths détruits remplacés par du kaolin, grains d'épidote, puis un peu d'albite secondaire.

N° 5083 P. Eperon dominant les sources de Malma.

Fer titané en amas opaques entourés de produits brunâtres leucoxéniques. Pyroxène en plages ophitiques très altéré et décomposé. Feldspaths entièrement transformés en une masse kaolinique dans laquelle on trouve des plages de quartz secondaire.

N° 5085 P. Sources de Tsépel sur le Kwarkouche.

Roche finement grenue et relativement assez fraîche, de type plutôt mésocrate.

Pyroxène grisâtre et petites plages ophitiques. Fer titané abondant en grains moulant localement le pyroxène. Feldspaths en cristaux allongés et enchevêtrés encore assez frais.

1. Zone de symétrie de l'albite extinction maximum = 49° = feldspath voisin de l'Anorthite.

2. Section mâclée selon Ab et K $\perp$ à $g^1 = (010)$.

Extinction de $11' = 76 \quad 1 = 38$
» $22' = 42 \quad 2 = 21^\circ$ } Labrador basique voisin de $Ab_3\ An_4$.

3. Sections mâclées selon Ab et K ⊥ à $g' = (010)$.

Extinction de $11' = 24°$ $\begin{matrix} 1 = 12° \\ 2 \quad 29° \end{matrix}$ Labrador basique $Ab_3\ An_1$.

La lamelle 2 est voisine de n_p.

N° 5087 P. Sommet de l'ouwal qui forme le prolongement Sud de l'ouwal B fig. 10.

Belle roche largement cristallisée, assez fraîche. Fer titané, en grandes plages. Pyroxène ophitique très abondant, assez frais mais déjà marbré de taches de décomposition. Feldspaths très kaolinisés mais en partie déterminables.

1. Zone de symétrie de la mâcle de l'Ab. extinction Maximum $= 58° =$ Anorthite.

2. Sections mâclées selon Ab et K ⊥ à g' (010).

Extinctions de $11' = 74°$ $\begin{matrix} 1 = + 38° \\ 2 = - 22° \end{matrix}$ Entre $Ab_3\ An_1$ et An.

Extinctions de $11' = 62°$ $\begin{matrix} 1 = + 31° \\ 2 = - 38° \end{matrix}$ Anorthite.

Extinctions de $11' = 22°$ $\begin{matrix} 1 = 11° \\ 2 = 32° \end{matrix}$ Labrador basique $Ab_3\ An_1$.

N° 5086 P. Source de Tsépel.

Roche entièrement décomposée, ayant perdu l'aspect extérieur d'un diabase. Sous le microscope toute trace de pyroxène et de feldspath a disparu, ces minéraux sont remplacés par un agrégat de cristaux de hornblende verte ayant les caractères de l'actinote déjà décrite, avec quelques grains de zoïsite et de fer oxydulé.

N°. 5089 P. Affleurement dans la partie S. O. de Kwarkouche.

Roche finement grenue, renfermant du pyroxène ophitique assez frais et incolore. Peu de fer titané. Feldspaths complètement kaolinisés. Un peu de quartz secondaire.

N° 5096. Petit sommet sur la crête dominant une des sources de Malma.

Très belle roche, parfaitement fraîche. Pyroxène abondant, brunâtre, très frais en plages ophitiques. Un peu de fer titané et de hornblende brune cantonnée généralement à proximité de ce dernier minéral et l'entourant fréquemment. Le fer

titané moule par places les feldspaths. Plagioclases abondants et frais, mâclés selon l'albite, Karlsbad et la péricline.

1. Section perpendiculaire à n_p mâclée selon Ab.

$$\left.\begin{array}{rl} \text{Extinction de 1 Snp.} & = 30^\circ \\ 1' & = 38^\circ \end{array}\right\} = \text{Labrador } Ab_3\, An_4.$$

N° 5098 P. Région Sud de Kwarkouche.

Roche à grain moyen, renfermant du fer titané, du pyroxène abondant et altéré en partie amphibolitisé, de l'amphibole verte et un peu d'amphibole brune. Feldspaths complètement décomposés, on distingue cependant encore quelques lamelles de l'albite.

1. Zone de symétrie de l'albite maximum $= 48^\circ$ feldspath entre le Labrador $Ab_3\, An_4$ et An.

Assez nombreux grains d'Epidote, puis quartz secondaire.

N° 5106. Région Sud de Kwarkouche.

Pyroxène en grandes plages ophitiques très altéré, en partie serpentinisé en partie transformé en amphibole brune. Peu de fer titané. Feldspaths décomposés en kaolin. Amphibole brune assez abondante entourée de hornblende verte. Quartz en micropegmatiques.

§ 5. *Composition chimique et formule magmatique des diabases.*

Analyses des diabases.

	N° 5017	5019	5023	5029
SiO^2 =	51,02	49,76	49,40	50,52
TiO^2 =	1,38	1,70	1,08	0,66
Al_2O_3 =	13,62	14,60	17,00	14,84
Fe_2O_3 =	2,67	1,89	3,05	1,02
FeO =	9,86	11,44	9,25	9,20
MnO =	traces	—	—	—
CaO =	11,42	11,04	11,20	11,92
MgO =	6,01	5,43	5,04	7,80
K_2O =	0,53	0,51	0,51	0,47
Na_2O =	2,16	2,38	2,05	2,20
Perte au feu =	2,48	1,77	2,20	1,60
	101,15	100,52	100,78	100,23

N° 5017 = Echantillon finement grenu, provenant de la rive droite du ravin de Pélia.

N° 5019 = Echantillon à grain plus grossier, provenant d'un affleurement situé dans le lit de Pélia.

N° 5023 = Extrémité de la première crête C située à l'Ouest de Kwarkouche (fig. 10), type à grain moyen.

N° 5029 = Sommet de Kwarkouche désigné par B (fig. 1).

Type très altéré, le pyroxène y est remplacé par la hornblende verte.

Ces différentes analyses, sont assez concordantes et montrent que tous ces diabases appartiennent en réalité à un seul et même type, dont la composition déduite de la moyenne des N^{os} 5017, 5019 et 5023 est la suivante :

Composition moyenne des diabases.

SiO_2	=	50,06
TiO_2	=	1,38
Al_2O_3	=	15,07
Fe_2O_3	=	2,54
FeO	=	10,18
CaO	=	11,22
MgO	=	5,49
K_2O	=	0,51
Na_2O	=	2,19
Perte au feu	=	2,15
		100,79

La formule magmatique se déduit des opérations suivantes :

Moyenne calculée sur 100 parties				Quotients	
SiO^2	=	50,75	0,846	$RO^2 = 0,861$	
TiO^2	=	1,40	0,015		
Al_2O_3	=	15,27	0,149	$R_2O_3 = 0,165$	
Fe_2O_3	=	2,58	0,016		
FeO	=	10,32	0,143	$RO = 0,485$	$R^2O + RO = 0,526$
CaO	=	11,37	0,203		
MgO	=	5,57	0,139		
K_2O	=	0,52	0,005	$R^2O = 0,041$	
Na_2O	=	2,22	0,036		
		100,00			

Coefficient d'acidité $\alpha = 1{,}67$.
Rapport $R_2O : RO = 1 : 11{,}8$.
Formule magmatique $= 5{,}2\ SiO^2 : R_2O_3 : 3{,}2\ RO$.

CHAPITRE III

Formations géologiques. La série métamorphique infradévonienne.

§ 1. Caractères généraux de la série et classification proposée. — § 2. Les quartzites et les conglomérats quartzeux, caractères, structures et monographie des types étudiés. — § 3. Les amphibolites albito-épidotiques, minéraux constitutifs et structure. — § 4. Monographie des échantillons d'amphibolites albito-épidotiques étudiés. — § 5. Composition chimique des amphibolites albito-épidotiques et considérations générales relatives à ces roches. — § 6. Les schistes albito-chloriteux, minéraux constitutifs, structures. — § 7. Monographie des types de schistes albito-chloriteux étudiés. — § 8. Composition chimique des schistes albito-chloriteux. — § 9. Les glaucophanites albito-épidotiques, minéraux constitutifs et composition chimique. — § 10. Les gneiss séricitiques à albite, minéraux constitutifs et structures. — § 11. Monographie des types de gneiss séricitiques à albite étudiés. — § 12. Composition chimique des gneiss séricitiques à albite. — § 13. Les schistes quartzito-séricitiques, minéraux constitutifs et structures. — § 14. Monographie des types de schistes quartzito-séricitiques étudiés. — § 15. Composition chimique des schistes quartzito-séricitiques. — § 16. Les schistes quartziteux, minéraux constitutifs, structures. — § 17. Monographie des types de schistes quartziteux étudiés. — § 18. Composition chimique des schistes quartziteux. — § 19. Les calcaires cristallins.

§ 1. *Caractères généraux de la série et classification proposée.*

La série infradévonienne est représentée par trois types de formations, qui sont :

1. Les quartzites et conglomérats quartzeux.
2. Les schistes métamorphiques communément appelés schistes cristallins.
3. Les calcaires cristallins ou marbres, intercalés dans les précédents.

Les *quartzites et conglomérats* sont identiques à ceux que nous avons étudiés et décrits dans le bassin de la Koswa; nous les examinerons par conséquent d'une façon plus sommaire. Les schistes métamorphiques au contraire sont très développés dans la région de la haute Wichéra et fournissent un excellent matériel pour l'étude de ces formations intéressantes. Sans entrer dans le détail pour l'instant nous dirons cependant qu'ils se rattachent à deux groupes aussi distincts par leur composition minéralogique et chimique que par leur origine; le premier est représenté par un ensemble de roches plus ou moins quartzeuses, qui sont étroitement liées aux quartzites auxquelles elles passent latéralement; le second comprend au contraire une série de roches basiques, dont les minéraux constitutifs sont en partie différents de ceux des roches du premier type, et qui se rattachent génétiquement à des roches éruptives, dont ils représentent un produit de transformation plus ou moins complète dû au métamorphisme dans le sens le plus large de ce mot. La distinction de ces deux types à déjà été faite par M. de Féodorow qui les a séparés sur sa carte géologique; sur le terrain déjà elle est aisée à faire, bien qu'il existe dans certains cas des formes ambiguës, qui restent embarrassantes. Les deux types sont d'ailleurs loin d'avoir la même importance, le premier qui comporte des schistes quartziteux, des schistes quartzito-séricitiques et des gneiss albito-chloriteux, est considérablement plus répandu que le second, qui est représenté par des amphibolites albito-épidotiques et des schistes albito-chloriteux.

Quant aux calcaires cristallins qui sont assez bien développés sur une partie seulement de la région étudiée, notamment dans les environs de Choudia, ils sont assez uniformes et ne donnent pas matière à une subdivision.

§ 2. *Les quartzites et les conglomérats quartzeux, caractères, structures et monographie des types étudiés.*

Les quartzites sont généralement des roches compactes, blanches, saccharoïdes, à grain fin et d'aspect très uniforme. Elles sont litées en bancs de 0,80 à 1 mètre d'épaisseur et ne se distinguent guère comme aspect des mêmes roches carbonifères. Il existe cependant des variétés micacées qui sont un acheminement aux schistes quartzito-micacés; le mica y est quelquefois visible à l'œil nu, mais le plus souvent il ne se distingue qu'au microscope; ces variétés micacées sont alors généralement un peu schisteuses, et souvent litées en bancs moins épais; elles sont aussi parfois jaunies par la présence d'éléments ferrugineux en petite quantité.

Dans la règle, la structure microscopique de ces quartzites est très uniforme; elles sont composées de petits grains plus ou moins polyédriques ou anguleux de

quartz, qui sont directement pressés les uns contre les autres, comme les pièces d'une mosaïque, sans ciment intermédiaire; çà et là seulement on rencontre quelques rares paillettes de séricite ou de mica blanc, puis quelquefois un grain de zircon. Dans certains cas le quartz apparaît comme saupoudré d'une fine poussière ferrugineuse.

Cette structure est celle des quartzites franches; celle de quartzites micacées est un peu différente; ces roches passant souvent insensiblement aux schistes quartzito-micacées. Elles sont formées par des grains arrondis de quartz, véritables petits galets microscopiques formés par des individus quartzeux uniques, présentant cependant parfois des extinctions onduleuses. Ces grains sont réunis par une sorte de ciment constitué par des grains polyédriques de quartz de plus petite dimension, mêlés à des paillettes de séricite tantôt uniformément réparties parmi les grains de quartz, tantôt groupées en petits amas.

Il n'est pas rare de voir les galets de quartz plus ou moins alignés, ce qui communique à la roche une structure parallèle qui est encore soulignée par l'orientation des lamelles de séricite.

Les *conglomérats* sont identiques à ceux rencontrés à l'Ostry ou au Tscherdynsky-Kamen; leurs galets dont la dimension varie de celle d'un pois à celle d'une noix, sont généralement petits, leur abondance par rapport au ciment qui les relie est variable. Dans la règle, ces galets sont représentés par du quartz; on y rencontre cependant, mais plus rarement, des roches sériciteuses. La masse qui réunit les galets est toujours formée par des arènes quartzeuses mêlées à quelques paillettes sériciteuses et souvent réunies par un ciment ferrugineux.

Monographie des types étudiés.

A. *Conglomérats.*

N° 5021 Ouwal C (fig. 10) à l'Ouest du Kwarkouche.

Cette roche est formée par des petits galets de quartz, par des galets d'un micaschiste très quartzeux, et aussi d'une roche sériciteuse altérée qui présente de jolis froissements et ondulations microscopiques. Les galets de quartz sont formés par des plages uniques présentant des extinctions onduleuses, ou par une mosaïque de grains polyédriques, orientés optiquement d'une manière différente. Plusieurs galets sont étirés et accusent des actions dynamiques manifestes. La masse de remplissage répartie entre les galets est formée par des grains nettement roulés et arrondis de quartz, réunis localement par un ciment ferrugineux opaque, ou par un peu de séricite.

N° 5078. Crête de Kozmer.

La roche est exclusivement composée de petits galets de quartz qui tantôt sont formés par un seul individu, tantôt par une mosaïque de grains polyédriques. Ces galets sont réunis par un ciment composé de tous petits grains de quartz directement pressés les uns contre les autres et mêlés à quelques petites lamelles de séricite orientées parallèlement. Dans le ciment quartzeux, on trouve des grains roulés plus grands de quartz, quelques rares débris de zircon, puis par places des petits amas de paillettes de séricite. La roche est déjà dynamo-métamorphique et forme un acheminement aux schistes micacés quartziteux.

B. *Quartzites.*

N° 5003. Roche en place en montant au sommet Sud du Poyassowoï.

Roche blanche, compacte et grenue, formée par des grains roulés de quartz de grosseur uniforme, qui présentent parfois des extinctions onduleuses et sont réunis par un ciment quartzeux produit par la réunion de grains polyédriques de plus petite dimension. Parmi les grains de quartz, quelques lamelles et amas de mica blanc assez uniformément réparties dans la masse.

N° 5003 *b*. Dernier sommet Sud du Poyassowoï.

Quartzite formée par la réunion de grains de quartz de grosseur assez uniforme, présentant encore un aspect roulé, et alignés plus ou moins parallèlement. Ces grains sont réunis par un ciment formé par du quartz plus fin, mêlé à des lamelles de séricite disposées en traînées parallèles qui communiquent à la roche une certaine schistosité. Forme de passage aux schistes quartzito-micacés.

N° 5003 *c*. Dernier sommet Sud du Liampowsky-Kamen.

Roche formée par du quartz, en grains arrondis et en agrégats de grains, disposés au milieu d'un tissu de petites lamelles de séricite qui forment le ciment. Type parfait de quartzite micacée.

N° 5008. Sommet A de Kwarkouche (fig. 1).

Quartzite de type très différent des précédentes, formée exclusivement par des grains anguleux de quartz de même dimension, directement pressés les uns contre les autres. Quelques petites et rares lamelles de mica blanc alignées parallèlement.

N° 5020. Crête B (fig. 10) formant la rive gauche du ravin de Pélia.

Cette roche est identique à la précédente et possède une disposition schisteuse accusée par quelques traînées parallèles de produits opaques.

N° 5033. Rochers isolés ruiniformes sur la crête de Kwarkouche, au Sud des sources de Pélia.

Quartzite formée également par des grains de quartz anguleux, directement pressés les uns contre les autres. Çà et là un cristal de zircon parmi les grains de quartz.

N° 5091. Sources de Jazwa.

Quartzite constituée exclusivement par des arènes de quartz; les grains sont nettement roulés et se touchent directement.

N° 5104. Crête de Kwarkouche, au Sud du ravin de Malma.

Roche déjà métamorphique, formée par des petits grains roulés de quartz, qui sont en partie recristallisés et distribués dans une masse quartzeuse finement grenue. Çà et là quelques grains de zircon. Structure parallèle manifestée par la présence de quelques minces rubans formés par des lamelles orientées de séricite.

§ 3. *Les amphibolites albito-épidotiques; minéraux constitutifs et structure.*

Les amphibolites albito-épidotiques sont des roches de couleur foncée, généralement plus ou moins verdâtre, qui, dans la majorité des cas, paraissent massives, surtout quand on les examine sur un fragment. En réalité elles sont presque toujours grossièrement litées, sur quelques variétés cependant on observe une schistosité manifeste et une orientation parallèle des éléments constitutifs.

Ces roches sont toujours entièrement cristallines; à la loupe on voit qu'elles sont formées par un agrégat le plus souvent finement grenu de petits prismes ou aiguilles de hornblende de couleur sombre et de plages d'épidote d'un vert plus clair. L'élément blanc n'est visible que sur quelques spécimens seulement, dans ce cas, et surtout lorsque la schistosité fait défaut, ces amphibolites rappellent alors beaucoup comme aspect certains diabases de la région.

Sous le microscope les minéraux constitutifs des amphibolites sont les suivants :

Leucoxène hématite, amphibole, biotite, épidote, chlorite, albite et rarement calcite.

LEUCOXÈNE

Il se rencontre dans toutes les roches et se présente en gros amas grisâtres ou brunâtres, qui polarisent à la façon des agrégats. Dans les variétés schisteuses, ces plages de leucoxène sont étirées en rubans ou en lentilles disposées plus ou moins parallèlement.

HÉMATITE

Elle est rare et ne se rencontre pas sur tous les échantillons. On la trouve sous forme de petits grains rougeâtres, transparents ou translucides, englobés à l'intérieur du leucoxène ou mêlés aux autres minéraux constitutifs.

MAGNÉTITE

Rencontré dans un seul spécimen, en petits octaèdres opaques.

AMPHIBOLES

Dans la règle l'amphibole forme l'élément principal des amphibolites, dans certaines variétés cependant elle cède le pas à l'épidote, voire même à la chlorite. Elle paraît s'être formée avant l'élément blanc, car on voit fréquemment l'albite pénétrer dans les anfractuosités de la hornblende et la mouler par places. Elle renferme quelquefois des inclusions d'épidote, mais ce cas est plutôt rare, en revanche les inclusions de chlorite y sont fréquentes.

Les cristaux sont presque toujours fortement allongés suivant la zone de prisme, souvent même ils sont aciculaires; on trouve cependant quelquefois des formes raccourcies et trapues, mais alors seulement dans les variétés à grain relativement grossier, qui sont massives et toujours riches en albite. En général les contours géométriques font défaut, nous avons cependant observé quelquefois les profils m (110) = et g^1 = (010), les cristaux ne sont jamais terminés mais au contraire presque toujours effrangés aux extrémités. Les clivages m = (110) sont distincts, les mâcles selon h^1 = (100) rares, ou font le plus souvent défaut.

L'examen des propriétés optiques des hornblendes contenues dans les différentes préparations étudiées permet d'en distinguer plusieurs variétés, à savoir :

1. Une hornblende verte, fortement colorée et polychroïque, dont le plan des axes est parallèle à g^1 = (010), et qui s'éteint à 22° sur cette face.

La bissectrice aiguë est négative, l'angle 2 V est de 61°, quant aux biréfringences qui ont été déterminées très exactement sur une série de sections trouvées dans des préparations provenant d'un même échantillon (N° 7030 *a*), elles oscillent entre les chiffres suivants :

$$n_g - n_p = 0{,}0160 \text{ à } 0{,}0156$$
$$n_g - n_m = 0{,}0045 \text{ à } 0{,}0044$$
$$n_m - n_p = 0{,}0115 \text{ à } 0{,}0119$$

Le polychroïsme est comme suit :

n_g = vert bleuâtre très foncé n_m = vert foncé n_p = vert jaunâtre, très pâle.

Quelquefois le centre des cristaux de cette hornblende est un peu plus biréfringent et moins coloré que la bordure, le polychroïsme bien que moins intense y est cependant identique.

Cette amphibole qui se présente toujours en cristaux relativement courts et volumineux, se rencontre principalement dans les amphibolites compactes à grain moyen et largement cristallisées, qui sont toujours riches en albite.

2. Une hornblende beaucoup moins colorée que la précédente, mais qui s'y rattache étroitement par son polychroïsme. L'orientation du plan des axes et le signe de la bissectrice sont identiques, mais sur $g^1 = (010)$ l'extinction de n_g oscille entre 15 et 18°. Le tableau suivant résume les propriétés de cette amphibole, qui varient non seulement sur des cristaux provenant de roches différentes, mais encore sur des cristaux d'une seule et même préparation.

Numéros de la coupe.	$n_g - n_p$	$n_g - n_m$	$n_m - n_p$	Extinction sur $g^1 = 010$	n_g	n_m	n_p	2V
7027	0,0190	0,0043	0,0156	18°	vert bleuâtre pâle	vert pâle	incolore	—
	0,0207	0,0065	0,0142	16°	id.	id.	id.	—
7031	0,0222	0,0067	0,015	15°	bleu verdâtre très pâle	id.	id.	67°-56°
	0,0217	0,0069	—	15°	id.	id.	id.	—

Dans certains cristaux de cette hornblende, on trouve quelquefois des noyaux beaucoup plus colorés et polychroïques, qui forment souvent de simples taches locales. Ces noyaux sont considérablement moins biréfringents que l'amphibole elle-même, leur polychroïsme est :

n_g = violacé n_m = vert bleuâtre n_p = jaunâtre très pâle.

L'amphibole du type N° 2 est très répandue et se rencontre dans la majorité des amphibolites, notamment dans les variétés très basiques schisteuses et pauvres en albite. Elle est fréquemment aciculaire.

3. Une hornblende presque incolore, en grands cristaux souvent déformés et étirés en rubans onduleux, ou encore morcelés et réduits à l'état de lambeaux.

Le plan des axes et le signe de la bissectrice sont comme précédemment; sur $g^1 = (010)$ l'extinction oscille entre 17° et 20°, la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}023$. Cette amphibole a été rencontrée dans un petit nombre d'amphibolites seulement.

4. Une hornblende en petits cristaux aciculaires, très allongés, qui présentent les curieuses propriétés optiques suivantes : l'allongement des cristaux est alternativement positif et négatif; la section perpendiculaire à n_p, qui est bissectrice aiguë, s'éteint à 0° ; elle est négative en long, le plan des axes optiques est en effet transversal. L'angle 2 V est petit, la croix noire donnée par la section perpendiculaire à la bissectrice se disloque en deux hyperboles, qui restent dans le champ et s'écartent peu du centre. La section elle-même est très peu biréfringente, autant qu'il est possible d'en juger, cette biréfringence $n_g - n_m = 0{,}002$ ou 0,003 au plus.

La section perpendiculaire à n_g bissectrice obtuse est positive en long, n_m s'éteint à 10° — 11° de l'allongement, la biréfringence $n_m - n_p$ est un peu plus élevée et atteint probablement 0,007; sur cette section on a vérifié la position transversale du plan des axes optiques. Le polychroïsme, très intense, est comme suit :

n_g = violacé foncé $\qquad$ n_m = bleu verdâtre foncé

n_p = jaune verdâtre beaucoup plus pâle.

BIOTITE

Elle ne se trouve pas dans toutes les amphibolites, mais cependant est assez fréquente, notamment dans les variétés pauvres en albite ou qui n'en renferment pas. Les lamelles toujours petites et très minces sont de couleur brun foncé, le pigment coloré y semble irrégulièrement réparti. Elle est uniaxe, négative, s'éteint à 0° du clivage $p = (001)$, sa biréfringence $n_g - n_p$ dépasse 0,04. Polychroïsme intense avec n_g = rouge brun foncé, n_p = brunâtre plus pâle. La biotite se trouve généralement mêlée aux grains d'épidote et d'albite.

ÉPIDOTE

Ce minéral ne manque jamais et forme parfois l'élément constitutif principal. Il se rencontre en grains plus ou moins arrondis ou en cristaux sur lesquels on voit quelquefois des profils géométriques. Les cristaux sont légèrement allongés suivant l'arête ph^1, mais jamais aciculaires; ils présentent le clivage $p = (001)$ assez net; la mâcle selon $h^1 = (100)$ a été observée une seule fois. En lumière naturelle, les cristaux possèdent un fort relief et sont généralement transparents ou incolores, parfois légèrement grisâtres. Dans certaines roches l'épidote est faiblement teintée de jaune et dans ce cas polychroïque. Les cristaux sont fréquemment zones, on a observé quelquefois jusqu'à 4 zones concentriques qui ne sont mises en évidence que par la différence des biréfringences des individus qui les composent, leur couleur en lumière naturelle étant la même.

Le plan des axes optiques est parallèle à $g^1 = (010)$, n_p s'éteint sur cette face à 2° du clivage $p = (001)$, la zone d'allongement marqué est alternativement positive et négative, la bissectrice aiguë $= n_p$. La biréfringence maxima est assez différente d'un cristal à l'autre, elle varie souvent régionalement sur un même cristal. Les chiffres extrêmes trouvés par des mesures exactes, oscillent entre : $n_g - n_p = 0{,}0427$ et $0{,}0320$. Lorsque le cristal est zoné, il n'y a pas croissance ou décroissance continue de la biréfringence à partir du centre pour les différentes zones; ainsi sur un cristal assez volumineux orienté d'une manière quelconque et qui présentait 4 de ces zones, on a mesuré : $n'_g - n'_p$.

1. pour le centre : $n'_g - n'_p = 0{,}016$
2. la première zone » $= 0{,}012$
3. la seconde » $= 0{,}010$
4. la périphérie » $= 0{,}0117$

Quand l'épidote est colorée, on observe le léger polychroïsme suivant :

$n_g =$ à peine grisâtre $n_m =$ jaunâtre très pâle $n_p =$ incolore.

L'épidote est dans quelques-unes de ces amphibolites, criblée de petites ponctuations opaques. On la trouve d'habitude groupée en petits amas cantonnés généralement dans le voisinage de l'albite, mais qui peuvent se remonter également dans la chlorite, ou entre les cristaux d'amphibole.

CHLORITE

La chlorite est également un minéral constitutif très constant qui, dans certaines variétés l'emporte presque sur la hornblende. Elle est en général associée à ce dernier élément à l'intérieur duquel elle forme de grandes taches irrégulières, de même coloration mais qui sont quasi-isotropes, ce qui permet de les distinguer immédiatement; elle moule plus fréquemment encore l'amphibole à l'instar d'un véritable ciment. On trouve aussi la chlorite, toujours en assez grandes plages ou en larges lamelles, parmi les cristaux d'albite; elle entoure et moule encore certains cristaux d'épidote. Au point de vue optique, cette chlorite est à peine biréfringente, de sorte que les sections quelle que soit leur orientation, paraissent toujours éteintes entre les nicols croisés (ou parfois légèrement brunâtres par suite de la dispersion). Elle est uniaxe et positive, son polychroïsme appréciable est :

$n_p =$ vert d'herbe $n_g =$ vert jaunâtre plus pâle.

La variété correspond donc à une pennine.

ALBITE.

L'albite paraît être le dernier minéral élaboré, car elle moule et empâte les autres minéraux constitutifs et forme parfois autour de certaines amphiboles une véritable auréole. Les cristaux sont mâclés selon la loi de l'albite, mais rarement les lamelles sont nombreuses, il n'en existe d'habitude que trois ou quatre seulement, qui sont souvent inégales, ainsi par exemple les lamelles 1 sont larges et bien développées tandis que celles 1′ sont étroites. Dans certains cas plus rares on a observé plusieurs fines lamelles cunéiformes 1′ à l'intérieur d'une grande plage qui constitue à elle seule l'individu 1. La mâcle de la péricline a été rencontrée quelquefois également, mais elle est plutôt rare. Enfin il existe des cristaux d'albite qui ne sont pas mâclés du tout, et c'est même là un cas assez fréquent.

La face $g^1 = (010)$ est légèrement inclinée sur la bissectrice aiguë n_g; sur une de ces faces qui présentait les clivages $p = (001)$ et les cassures $h^1 = (100)$, on a mesuré un angle d'extinction de $+ 19°$ pour la vibration n_p.

Plusieurs sections perpendiculaires à n_p et mâclées selon l'albite ont donné :

$$\text{Extinction de } 1 \; Sn_p = 14°$$
$$1' \; » \; = 15$$

1′ est aussi sensiblement perpendiculaire sur n_p.

Sur les sections mâcles selon l'albite et perpendiculaires au plan de mâcle, on a déterminé à plusieurs reprises la valeur maximum de 16° 30′ pour l'extinction symétrique de n'_p; en lumière convergente les deux lamelles 1 et 1′ sont presque normales sur n_p.

Enfin sur une section perpendiculaire à l'axe optique A, on a relevé :

Trace du plan des axes sur 1 SA = 63°.
Extinction de 1′ = 34°.

Tous ces caractères coïncident strictement avec l'albite, nous n'avons en effet pas rencontré d'autres feldspaths dans les amphibolites.

L'albite, dans les variétés largement cristallisées qui renferment la hornblende du premier type, se présente en assez gros cristaux limpides et abondants, qui paraissent plus jeunes que la hornblende. Dans les amphibolites schisteuses, elle est réduite à l'état de petits grains, qui, mêlés à l'épidote et à la biotite, remplissent les vides laissés entre les cristaux de hornblende; elle peut alors diminuer beaucoup d'importance et même disparaître complètement. Dans certaines variétés très

dynamo-métamorphiques, les cristaux d'albite sont étirés puis écrasés et réduits en une mosaïque de petits individus polyédriques qui sont orientés optiquement d'une manière différente et qu'on pourrait à première vue prendre pour du quartz.

CALCITE

Cet élément est rare et n'a été rencontré que dans une ou deux préparations seulement et dans des roches exceptionnellement riches en épidote, elle se rencontre en grains arrondis qui présentent les caractères optiques habituels.

STRUCTURES

Les amphibolites albito-épidotiques sont généralement homeoblastiques, certaines variétés compactes à grain relativement grossier et riche en albite, sont granoblastiques ou gabbroïdes, avec un allongement peu marqué de la hornblende qui garde des formes trapues. D'autres variétés compactes également, mais moins riches en albite ou même qui n'en renferment pas, sont formées par des cristaux aciculaires d'amphibole généralement effrangés aux deux extrémités, qui gisent pêle-mêle au milieu des lamelles de chlorite, des grains d'épidote, et des cristaux d'albite; dans ce cas, ou bien les prismes de hornblende sont dépourvus de toute orientation, ou bien ils se disposent plus ou moins parallèlement. Il existe aussi d'autres amphibolites chez lesquelles les cristaux ténus et toujours très allongés d'amphibole sont rigoureusement parallèles et forment, mêlés aux lamelles de chlorite, une espèce de canevas bacillaire dont les interstices sont remplis par des grains d'épidote et des petits cristaux d'albite; ces variétés sont alors macroscopiquement schisteuses et ont la texture linéaire ou cristallo-schisteuse. Certains types enfin ont une structure kataclastique et proviennent à l'évidence de diabases métamorphosés. L'amphibole en cristaux relativement volumineux est alors étirée et morcelée, elle forme des rubans disposés plus ou moins parallèlement et mêlés à de la chlorite; le leucoxène est étiré pareillement et l'albite subit un morcellement qui la réduit en petits fragments qui restent mêlés à l'épidote.

§ 4. *Monographie des échantillons d'amphibolites albito-épidotiques étudiés.*

N° 7030 *a*. Sur la ligne de partage (Oural), un peu au Sud de la source droite d'Iwdiel.

Roche verdâtre, très cristalline, grenue, paraissant massive à l'œil nu et formée par la réunion de cristaux de hornblende avec de l'épidote d'un vert plus

pâle. Sous le microscope la hornblende formant l'élément prédominant, en prismes courts et trapus, très colorés, avec un polychroïsme intense : n_g = bleu verdâtre n_m = vert n_p = jaunâtre. Le centre des cristaux est quelquefois plus coloré et moins biréfringent que la bordure. Dans la hornblende quelques plages assez étendues de chlorite verte. Albite en cristaux transparents et incolores, assez souvent mâclés, qui englobent des grains et cristaux d'épidote. Ce dernier minéral assez abondant, se trouve aussi inclus dans la hornblende. Un peu de leucoxène, quelques rares grains d'oligiste brun et translucide. Structure granoblastique.

N° 7030 *b*. Même provenance que 7030 pris dans un même pierrier.

Roche très foncée, verdâtre, paraissant à l'œil nu compacte et entièrement cristalline. A la loupe, les prismes de hornblende qui joints à l'épidote forment exclusivement la roche, montrent un semblant d'orientation parallèle.

Au microscope : Leucoxène abondant, en traînes grisâtres alignées plus ou moins parallèlement.

Hornblende formant l'élément prédominant, en cristaux aciculaires pas très colorés, n_g = vert bleuâtre assez pâle n_p = vert jaunâtre très pâle. Dans l'intérieur de certains de ces cristaux on observe des taches de même couleur, mais beaucoup plus foncées, avec un polychroïsme plus intense. Nombreuses petites lamelles de biotite brune et de chlorite verte, puis grains d'épidote très abondants. La roche ne renferme pas d'albite. Structure enchevêtrée; les divers éléments indiqués sont pêle-mêle, les prismes de hornblende ont cependant une légère tendance à s'orienter.

N° 7031. Même provenance que le 7030.

Roche presque identique comme aspect au numéro précédent. Au microscope hornblende abondante, en cristaux allongés, effrangés aux extrémités, n_g = verdâtre très pâle, n_p = presque incolore, $n_g - n_p = 0{,}022$. Chlorite en grandes lamelles vertes moulant l'épidote ou la hornblende. Epidote abondante, en grains légèrement grisâtres, disséminés partout. Albite transparente et incolore, en cristaux et en grains quelquefois mâclés. Structure enchevêtrée; aucune trace d'orientation parallèle des éléments.

N° 7023, flanc Est du petit Ouwal situé entre la ligne de partage et la source droite d'Iwdiel (coulant du S au N).

Roche très semblable 7030 *a*. Au microscope. Nombreuses plages de leucoxène grisâtre. Amphibole prédominante en prismes assez gros, allongés, peu colorés, avec n_g = vert bleuâtre pâle, n_m = vert n_p = jaunâtre très pâle presque incolore. Plusieurs cristaux renferment un noyau beaucoup plus fortement coloré et moins

biréfringent, avec n_g = violacé n_m = vert bleuâtre n_p = jaunâtre pâle. Pennine très abondante, en grandes lamelles vert d'herbe, faiblement polychroïques, moulant par place des prismes effrangés de hornblende, et disséminée parmi les cristaux de ce minéral. Quelques petites lamelles de biotite brune. Epidote en grains et petits amas. Albite en cristaux transparents, développés dans les vides laissés entre la hornblende et la chlorite. Structure enchevêtrée, pas d'orientation parallèle des éléments.

N° 7024. Même provenance que le N° 7023 ; pris tout près de ce dernier.

Roche vert foncé, compacte, à grain très fin. A la loupe elle semble formée par des petites aiguilles enchevêtrées d'amphibole mêlées à des grains d'épidote.

Au microscope : Hornblende formant l'élément prédominant, en prismes aciculaires, colorés, avec n_g = vert bleuâtre assez pâle, n_m = vert, n_p = jaunâtre. Quelques-unes de ces prismes possèdent des taches ou des noyaux beaucoup plus colorés, polychroïques et moins biréfringents. Quelques plages de leucoxène. Biotite brune, en petites lamelles assez abondantes. Pennine en lames vertes moulant la hornblende ou l'épidote, ce dernier minéral en grains transparents légèrement jaunâtres. Un peu d'oligiste. Albite en petits grains et cristaux rarement mâclés, mêlés à l'épidote. Structure enchevêtrée, aucune orientation visible des éléments.

N° 7026. Flanc Ouest de l'Ouwal précédemment indiqué.

Roche verte finement grenue, compacte. Leucoxène assez abondant, en plages qui renferment parfois un grain d'hématite. Hornblende en longs prismes bacillaires n_g = vert bleuâtre, n_p = incolore. Chlorite en grandes lamelles et plages moulant par places l'amphibole. Epidote extrêmement abondante répandue partout, en petits grains grisâtres. Quelques lamelles de biotite. Albite rare, en petits grains disséminés, généralement non mâclés. Structure enchevêtrée sans orientation des éléments constitutifs.

N° 7027. Petit Ouwal situé à l'Ouest du précédent, avant la ligne de partage, sur flanc Est de celle-ci.

Roche verdâtre paraissant entièrement cristalline à l'œil nu, très analogue au N° 7026. Au microscope beaucoup de leucoxène. Amphibole très abondante, en prismes aciculaires faiblement colorés, avec n_g = vert bleuâtre pâle et n_p = presque incolore. Chlorite abondante également, formant comme un ciment local qui empâte les prismes de hornblende. Epidote en petits grains jaunâtres disséminés partout ; et formant le minéral le plus répandu. Biotite brune en petites lamelles. Albite assez rare en cristaux présentant leur aspect ordinaire. Structure enchevêtrée identique à celle des numéros précédents.

N° 7029. Flanc Ouest du même Ouwal.

Roche plus claire que le 7027, nettement schisteuse, à grain fin, renfermant quelques cristaux de pyrite.

Au microscope, leucoxène en amas grisâtres, hornblende en prismes aciculaires, n_g = vert pâle, n_p = incolore. Pennine très abondante, localisée sur certains points sous forme de longues lentilles dont le grand axe est aligné dans le sens de la schistosité, cette chlorite englobe localement l'épidote. Epidote en cristaux exceptionnellement gros, souvent zonés, quelquefois remplis de granulations opaques. Pas de biotite, albite assez abondante disséminée en grains et cristaux généralement non mâclés parmi les autres minéraux. La structure est nettement parallèle et dynamo-métamorphique, les prismes de hornblende sont alignés parallèlement, certaines plages d'albite sont écrasées et forment des brèches de petits individus polyédriques orientés optiquement d'une manière différente. L'épidote est par places étirée en lentilles qui sont enveloppées par des faisceaux de petites aiguilles de hornblende couchées parallèlement.

N° 7223. Roche nettement schisteuse, à texture linéaire, de couleur vert foncé, paraissant entièrement cristalline et montrant à l'œil nu de jolis porphyroblastes octaédriques de magnétite. Au microscope la roche est formée par des prismes aciculaires rigoureusement alignés en traînées parallèles d'une hornblende vert foncé, qui présente les caractères optiques singuliers décrits précédemment, notamment le plan des axes optiques transversal aux fibres, l'allongement de signe variable, et le polychroïsme comme suit : n_g = violacé, n_m = bleu verdâtre foncé, n_p = jaune verdâtre très pâle. Leucoxène avec caractères ordinaires. Chlorite verte assez abondante, mêlée aux baguettes d'amphibole. Epidote en grains jaunâtres distribués partout. Albite non mâclée, en grains et petites plages calées entre les cristaux de hornblende. Pas de biotite mais en revanche un ou deux grains de calcite. Quelques porphyroblastes de magnétite octaédrique circonscrits par de larges lamelles de pennine d'un beau vert. Structure hétéroblastique; la masse principale est cristallio-schisteuse avec orientation rigoureusement parallèle des éléments ayant un allongement distinct.

N° 7006. Sommet Sud du Kouriksar.

Roche compacte, verdâtre, paraissant massive sur le terrain, en réalité litée en bancs épais. A la loupe on distingue à peine une orientation parallèle des éléments. Au microscope: Hornblende abondante, en cristaux effilés en fuseaux, ou en rubans alignés parallèlement. La hornblende est presque incolore et par places très morcelée. Passablement de chlorite vert pâle, accompagnant la hornblende et cantonnée dans son voisinage plus ou moins immédiat. Nombreuses plages de leucoxène

étirées en rubans parallèles. Entre les cristaux et rubans d'amphibole masse granoblastique formée par la réunion de grains d'épidote et d'albite. La structure de la roche est kataclastique, cette dernière est évidemment le produit d'un diabase métamorphosé et écrasé par dynamo-métamorphisme.

N° 7224. Echantillon pris sur l'oural, aux sources de la Wichéra de l'Est.

Roche verte, schisteuse, à orientation parallèle des éléments, qui paraît à l'œil nu formée par des fibres de hornblende, associées à une masse finement grenue et verdâtre d'origine épidotique. Au microscope un peu de leucoxène en rubans parallèles. Amphibole abondante, en aiguilles vert-bleuâtre pas très foncé, mêlée à des lamelles de chlorite verte. Epidote extrêmement abondante, en petits grains jaunes disséminés partout et formant par places des amas. Albite en grains et plages rarement mâclés, renfermant souvent des granulations opaques. La structure est nettement parallèle, les aiguilles de hornblende sont toutes orientées et disposées en faisceaux reliés par le mélange granoblastique d'albite et d'épidote.

N° 1 B. Sommet du Krasnoe-Kamen, sur la ligne de partage, près des sources de la Wichéra.

Roche verte, à grain moyen, paraissant très riche en hornblende.

Au microscope la roche est presque entièrement formée par des gros cristaux de hornblende courts marbrés de taches plus claires. Nombreux amas grisâtres de leucoxène. Dans les interstices entre les cristaux de hornblende, quelques grains d'albite plutôt rares puis une ou deux plages de quartz. Cette roche est évidemment un produit de transformation d'un diabase très mélanocrate; les éléments constitutifs sont dépourvus d'orientation, la structure rappelle celle du N° 7030 à l'abondance et la grosseur de l'albite près.

N° 3 B. Près du sommet du Toschemky-Kamen, sur la ligne de partage, près de la source orientale de la Wichéra.

Roche grenue, verdâtre, paraissant très riche en épidote, avec l'élément blanc visible à l'œil nu. Orientation parallèle des éléments noirs.

Au microscope: Amphibole très peu colorée, en cristaux déchiquetés, plus ou moins disposés parallèlement. Chlorite assez abondante, vert pâle. Quelques plages de leucoxène. Beaucoup d'épidote en gros grains jaunâtres, c'est le minéral prédominant. Assez nombreuses plages de calcite, puis albite en grains beaucoup plus petits que les autres éléments. Structure kataclastique.

N° 5051. Ouwal au SO de Liampinskoe.

Roche verte, nettement schisteuse, présentant à la loupe une texture fibreuse et paraissant essentiellement formée par de la hornblende verte assez colorée, avec

n_g = vert bleuâtre, n_m = vert, n_p = jaune verdâtre très pâle. Extinction sur $g^1 = 19°$, plan des axes = g^1 = (010), bissectrice aiguë = n_p. Quelques plages de leucoxène grisâtre. Nombreux grains d'épidote jaunâtre et d'albite incolore et non maclée. La structure est nettement parallèle, les bâtonnets de hornblende mêlés à quelques lamelles de chlorite, sont alignés en faisceaux reliés par le mélange granoblastique d'épidote et d'albite.

§ 5. *Composition chimique des amphibolites albito-épidotiques et considérations générales relatives à ces roches.*

Analyse des amphibolites albito-épidotiques.

	N° 7029	N° 7030 *a*	N° 7024	N° 7223	N° 7224	N° 7006
SiO_2 =	50.82	48.29	48.00	52.58	45.90	48.44
TiO_2 =	1.06	1.30	2.18	2.05	1.93	0.97
Al_2O_3 =	15.89	12.71	13.31	13.33	14.67	15.27
Fe_2O_3 =	2.90	3.37	6.50	4.81	4.47	4.12
FeO =	7.04	11.16	8.19	10.25	8.97	8.74
MnO =	0.11	—	—	—	0.21	0.10
CaO =	7.90	9.51	8.07	5.61	9.51	9.74
MgO =	6.74	7.13	6.60	6.28	8.03	7.46
K_2O =	0.60	0.64	0.29	0.54	0.20	0.53
Na_2O =	4.28	3.33	5.00	3.46	2.74	4.43
Perte au feu =	2.50	3.55	3.61	3.73	4.26	2.80
	99.84	100.99	101.75	102.64	100.89	102.60

N° 7029 = Amphibolite schisteuse à grain fin, riche en albite. Flanc Ouest de l'ouwal situé à l'Est de la ligne de partage, près de la source droite d'Iwdiel.

N° 7030 *a* = Amphibolite à structure granoblastique. Sur la ligne de partage, un peu au sud de la source droite d'Iwdiel.

N° 7024 = Amphibolite compacte. Flanc Est du petit ouwal situé entre la ligne de partage et la source droite d'Iwdiel.

N° 7223 = Amphibolite schisteuse, à texture linéaire, avec porphyroblastes de magnétite.

N° 7224 = Amphibolite schisteuse riche en épidote. Sur la ligne de partage, dans le voisinage de la source Est de la Wichéra.

N° 7006 = Amphibolite à structure kataclastique. Extrémité Sud de la crête du Kouriksar.

Malgré certaines différences qui tiennent aux variations dans la composition minéralogique quantitative, il est évident que toutes ces roches appartiennent à un même type, caractérisé par la proportion de silice, par le rapport des oxydes de fer à l'alumine, de l'oxyde ferreux à l'oxyde ferrique, puis par le rapport très constant de la chaux à la magnésie et enfin par la proportion d'alcalis.

Les formules magmatiques calculées sur les N^{os} 7029, 7030 et 7223 mettent encore mieux ces rapports en évidence.

N° 7029

Analyse calculée sur 100 parties.				Quotients.	
SiO_2	= 52,21	0,870	$RO_2 = 0,882$		
TiO_2	= 1,09	0,012			
Al_2O_3	= 16,32	0,160	$R_2O_3 = 0,178$		
Fe_2O_3	= 2,97	0,018			
FeO	= 7,23	0,100	RO = 0,420	$R_2O + RO = 0,497$	
MnO	= 0,12	0,002			
CaO	= 8,12	0,145			
MgO	= 6,93	0,173			
K_2O	= 0,61	0,006	$R_2O = 0,077$		
Na_2O	= 4,40	0,071			
	100,000				

Coefficient d'acidité $\alpha = 1,88$.
Rapport $R_2O : RO = 1 : 5,4$.
Formule magmatique $= 4,9\ SiO_2 : R_2O_3 : 2,8\ RO$.

N° 7030 *a*

Analyse calculée sur 100 parties.				Quotients.	
SiO_2	= 49,56	0,826	$R_2O = 0,841$		
TiO_2	= 1,34	0,015			
Al_2O_3	= 13,04	0,127	$R_2O_3 = 0,148$		
Fe_2O_3	= 3,46	0,021			
FeO	= 11,45	0,159	RO = 0,516	$R_2O + RO = 0,578$	
MnO	= —	—			
CaO	= 9,76	0,174			
MgO	= 7,32	0,183			
K_2O	= 0,65	0,007	$R_2O = 0,062$		
Na_2O	= 3,42	0,055			
	100,000				

Coefficient d'acidité $\alpha = 1{,}62$.
Rapport $R_2O : RO = 1 : 8{,}3$.
Formule magmatique $= 5{,}6\ SiO_2 : R_2O_3 : 3{,}9\ RO$.

N° 7223

Analyse calculée sur 100 parties.					Quotients
SiO_2	=	53,16	0,886	$RO_2 = 0{,}909$	
TiO_2	=	2,07	0,023		
Al_2O_3	=	13,48	0,132	$R_2O_3 = 0{,}162$	
Fe_2O_3	=	4,86	0,030		
FeO	=	10,36	0,144	$RO = 0{,}403$	$R_2O + RO = 0{,}465$
CaO	=	5,67	0,101		
MgO	=	6,35	0,158		
K_2O	=	0,55	0,005	$R_2O = 0{,}062$	
Na_2O	=	3,50	0,057		
		100,00			

Coefficient d'acidité $\alpha = 1{,}9$.
Rapport $R_2O : RO = 1 : 6{,}5$.
Formule magmatique $= 5{,}6\ SiO_2 : R_2O_3 : 2{,}8\ RO$.

Ces différentes formules sont en somme assez voisines et de même caractère, elles se rapprochent beaucoup de celle qui exprime la composition des diabases comme le montre le tableau suivant :

Numéros	Formules magmatiques	Rapport $R^2O : RO$	Coefficient α
Amphibolite 7029	$4{,}9\ SiO_2 : R_2O_3 : 2{,}8\ RO$	1 : 5,4	1,88
Amphibolite 7030 *a*	$5{,}6\ SiO_2 : R_2O_3 : 3{,}5\ RO$	1 : 8,3	1,62
Amphibolite 7223	$5{,}6\ SiO_2 : R_2O_3 : 2{,}8\ RO$	1 : 6,5	1,9
Diabases :	$5{,}2\ SiO_2 : R_2O_3 : 3{,}2\ RO$	1 : 11,8	1,67

Il paraît donc évident que ces amphibolites sont un produit de la transformation des diabases, dont les éléments chimiques se sont unis différemment en donnant de nouvelles combinaisons minérales. Cette transformation s'est faite avec un apport d'alcalis nécessaire pour la formation de l'albite, ce qui résulte clairement de la comparaison des rapports $R_2O : RO$ de ces différentes roches.

§ 6. *Les schistes albito-chloriteux, minéraux constitutifs, structures.*

Ces roches d'aspect assez uniforme, sont généralement d'apparence compacte. Quelques-unes cependant sont légèrement schisteuses et montrent une disposition plus ou moins parallèle de leurs éléments constitutifs. Leur couleur est verte plus ou moins claire, tirant sur le gris, leur structure finement grenue. A la loupe, on y distingue souvent des petits grains d'albite entourés par de la chlorite.

Au microscope, les minéraux constitutifs sont assez uniformes et comprennent : le sphène, la magnétite, la chlorite, les amphiboles, la séricite, l'épidote, la calcite et l'albite.

SPHÈNE

C'est un élément extrêmement répandu. Il se rencontre généralement en petits amas et en grains inclus dans l'albite ou dispersés parmi les minéraux ferromagnésiens. Plusieurs de ces petits grains présentent de jolies formes en fuseau ; ils sont transparents, grisâtres, ont un relief très accentué et une biréfringence $n_g - n_p = 0{,}120$. Le sphène est à deux axes optiques très rapprochés, autour d'une bissectrice aiguë positive $= n_g$.

A côté des petits grains trouvés à l'état d'inclusions, il existe souvent des amas grisâtres de leucoxène qui sont plus ou moins disposés sur des bandes parallèles, lorsque les éléments de la roche sont orientés.

MAGNÉTITE

Elle ne se rencontre pas sur tous les spécimens, mais est au contraire plutôt rare. Elle se trouve en grains disséminés parmi les éléments ferromagnésiens, ou aussi en porphyroblastes.

CHLORITE

La chlorite est, avec l'albite, l'élément de beaucoup le plus important ; tantôt elle l'emporte quantitativement sur cette dernière, tantôt c'est l'inverse qui a lieu. Elle se présente sous forme de lamelles enchevêtrées, qui sont assez grandes et montrent un clivage $p = (001)$ distinct. D'habitude la chlorite est uniaxe positive ; on trouve cependant des variétés biaxes de même signe, dont les axes sont très rapprochés. Sur les faces $p = (001)$ la croix noire est parfois très floue et le signe difficile à déterminer. La biréfringence $n_g - n_p$ est très faible et atteint au plus 0,0017 par contre la dispersion est toujours forte, les lamelles prennent entre les nicols croisés une teinte brunâtre ou violacée très caractéristique. Le polychroïsme

est variable comme intensité; la chlorite est cependant presque toujours assez fortement colorée; n_p = vert d'herbe plus ou moins foncé n_g = jaunâtre plus pâle.

SÉRICITE

La séricite se trouve en inclusions dans les cristaux d'albite, elle est aussi mêlée à la chlorite dont elle se distingue aisément par son absence de coloration et sa biréfringence élevée. Elle n'est jamais très abondante, mais ses lamelles aplaties selon $p = (001)$, sont bien formées. Elle s'éteint à 0° de son allongement simulé, est toujours biaxe mais avec 2 V très petit, la bissectrice aiguë est négative $= n_p$: quant à la biréfringence maxima $n_g - n_p$, elle semble varier d'un spécimen à l'autre mais ne dépasse pas 0,0037.

AMPHIBOLES

L'amphibole est rarement abondante, et se présente en cristaux aciculaires, effrangés, qui sont à peine colorés et polychroïques. L'allongement est positif, sur $g^1 = (010)$ n_g s'éteint à 18°—20°; le signe optique est négatif, la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}018$ n_g = vert très pâle et n_p = incolore.

A côté de cette amphibole ordinaire, nous avons trouvé dans une préparation une hornblende qui, comme aspect, rappelle la glaucophane, et présente les caractères suivants :

Les cristaux assez volumineux sont allongés suivant la zone du prisme, parfois même ils sont fibreux; sur certains d'entr'eux on peut reconnaître les profils (110) et (010), les clivages $m = (110)$ sont nets. Les sections perpendiculaires à n_p bissectrice aiguë sont allongées, le plan des axes est transversal à l'allongement qui dans ce cas est négatif.

L'angle 2 V est nul sur certains cristaux, très petit sur d'autres, l'extinction sur la section normale à n_p se fait à 0° de l'allongement, la biréfringence $n_g - n_m = 0{,}001 - 0{,}002$, elle est pratiquement inappréciable.

Les sections perpendiculaires à la bissectrice obtuse n_g présentent le clivage $m = (110)$ net, avec allongement positif (comme d'ailleurs la grande majorité des sections allongées). L'extinction se fait à 4° de cet allongement; la position transversale du plan des axes a été confirmée sur ces sections. La biréfringence $n_g - n_m = 0{,}010$ environ.

Les sections parallèles à $n_g - n_p$ enfin montrent les deux clivages $m = (110)$ qui se coupent, la vibration n_g bissecte l'angle aigu de ces clivages. La biréfringence $n_g - n_p = 0{,}012$.

Le polychroïsme est intense et se fait ainsi :

n_g = violacé, n_m = bleu violacé, n_p — jaune verdâtre pâle.

Cette hornblende se trouve toujours au milieu de la chlorite qui l'entoure de toutes parts.

ÉPIDOTE

L'épidote est un élément constitutif très constant. Elle se rencontre généralement en petits grains arrondis, grisâtres ou jaunâtres, qui sont englobés dans l'albite ou qui sont distribués dans les plages chloriteuses. Cette épidote diffère légèrement de celle trouvée dans les amphibolites, son signe optique est toujours négatif mais ses trois biréfringences principales sont plus faibles.

$$n_g - n_p = 0{,}017,\ n_g - n_m = 0{,}010,\ n_m - n_p = 0{,}012.$$

CALCITE

La calcite ne se rencontre pas dans tous les schistes albito-chloriteux. Elle se trouve en plages qui avoisinent ou moulent les cristaux d'albite.

ALBITE

L'albite se présente en grains, ou en xénoblastes de forme généralement arrondie et à contour souvent festonné, qui englobent à l'état d'inclusion plusieurs des minéraux constitutifs précités, notamment le sphène et l'épidote. Certains cristaux d'albite sont en effet littéralement criblés d'une fine poussière de sphène qui les rend presque opaques. D'habitude l'albite n'est pas mâclée, mais se présente en plages lisses, avec clivages $p = (001)$ et quelquefois cassures h^1 ; sur la face $g^1 = (010)$ presque perpendiculaire à une bissectrice aiguë n_g, on a plusieurs fois mesuré une extinction de $+ 19°$ pour la vibration n_p. Les biréfringences principales sont $n_g - n_p = 0{,}0103$, $n_g - n_m = 0{,}0061$, $n_m - n_p = 0{,}004$. L'angle 2 V est relativement petit.

STRUCTURES

La structure la plus communément observée est celle dite poeciloblastique. L'albite forme des xénoblastes qui empâtent généralement le sphène puis des grains d'épidote et des lamelles de séricite, plus rarement de la chlorite et de l'amphibole. Ces xénoblastes se développent dans une masse qui peut être plus ou moins abondante, qui forme en quelque sorte un ciment, et qui est composée essentiellement par de la chlorite jointe à un peu de séricite, d'amphibole, d'épidote, et de sphène. Lorsqu'il y a de la calcite, celle-ci moule généralement localement les xénoblastes d'albite.

Très souvent on n'observe pas d'orientation parallèle des éléments; quelquefois cependant les xénoblastes sont distribués dans une masse nématoblastique formée par des fibrilles d'amphibole orientées parallèlement, jointes à des lamelles de chlorite et de séricite.

§ 7. *Monographie des types de schistes albito-chloriteux étudiés.*

N° 5084. Sur le Kwarkouche, dans le ravin des sources de Pélia.

Roche gris-verdâtre, à grain moyen, paraissant absolument compacte. A la loupe elle semble constituée par des petits grains d'albite blanche, entourés d'une pâte chloriteuse. Au microscope, la roche est en majorité formée par des xénoblastes d'albite à contour arrondi, qui empâtent de très nombreux grains de sphène grisâtre, quelques rares aiguilles d'amphibole, des lamelles de séricite et des cristaux d'épidote. Ces xénoblastes se touchent directement ou sont réunis par une masse verte formée par des lamelles enchevêtrées de chlorite mêlée à un peu de séricite, à quelques grains d'épidote et à des débris de sphène.

N° 5062. Flanc Est de Kwarkouche, petit affleurement au S. E. du sommet F (fig. 1).

Roche finement grenue, analogue à la précédente.

Au microscope : xénoblastes d'albite englobant des grains de sphène, des lamelles de séricite et plus rarement des grains d'épidote. L'albite est entourée par une masse chloriteuse formée par des lamelles de pennine verte enchevêtrées, mêlées à un peu de hornblende en petites aiguilles très allongées et à peine colorées, à des paillettes de séricite, à des cristaux d'épidote, et à des petits grains de sphène. Les éléments constitutifs ne présentent aucune orientation parallèle.

N° 5020. Sur la crête B (fig. 10) qui encaisse la rive gauche de Pélia.

Roche grisâtre, finement grenue, à peine schisteuse. Au microscope nombreux xénoblastes d'albite de forme arrondie, qui empâtent des grains de sphène, des jolies lamelles de séricite, des nombreux cristaux d'épidote et des aiguilles de hornblende à peine colorée. Ces xénoblastes sont distribués dans une masse nématoblastique à individus orientés parallèlement, formée par des fibrilles d'amphibole, mêlée à des lamelles de chlorite, des paillettes de séricite, des gros grains d'épidote, et un peu de sphène.

N° 5068. Petit affleurement au N. E. du sommet F de Kwarkouche.

Roche compacte, à grain fin, formée de chlorite mêlée à un élément blanc abondant, qui forme des traînées et des nids dans la roche.

Au microscope : Xénoblastes d'albite complètement obscurcis par une poussière de grains microscopiques de sphène et qui renferment en outre des grains d'épidote et des lamelles de séricite. Ces xénoblastes sont disséminés dans une masse nématoblastique formée par de longues aiguilles de hornblende alignées parallèlement, mêlées aux lamelles de chlorite et à des petits grains de sphène. Quelques jolis cristaux d'épidote assez volumineux.

N° 5025. Sur la crête B (fig. 10) qui encaisse la rive gauche de Pélia.

Roche verte, cristalline, légèrement schisteuse, qui ressemble assez aux numéros précédents.

Au microscope : Nombreuses plages arrondies d'albite, qui renferment des petits grains de sphène, quelques lamelles de séricite, un peu de chlorite, des rhomboèdres de calcite et quelques grains d'épidote. Les plages d'albite sont disséminées dans une masse à structure parallèle, formée par des lamelles de chlorite mêlées à un peu de séricite, à quelques rubans de leucoxène, et à des rares grains d'oligiste et de magnétite. Dans la chlorite, et complètement enveloppés par elle, on trouve de gros cristaux de l'amphibole très polychroïque précédemment décrite. Celle-ci est criblée de petites inclusions de sphène. Quelques plages de calcite entre les cristaux d'albite.

N° 5012. Extrémité Nord de Kwarkouche sur la crête, entre les oreilles de Pélia et le dernier petit sommet qui les précède vers le Sud.

Roche d'un vert grisâtre, cristalline, finement grenue, analogue au N° 5084. Au microscope albite incolore, renfermant des petits amas leucoxéniques et des grains de sphène disséminés dans une masse principalement formée par des lamelles de chlorite peu colorée, mêlée à des paillettes de séricite et des fibres de hornblende verte de même teinte que la chlorite.

La roche ne présente pas d'orientation appréciable des éléments constitutifs.

N° 5007. Roche en gros blocs épars sur le plateau de Kwarkouche entre les sommets D et F (fig. 1).

Roche vert grisâtre, finement grenue, très analogue à la précédente. Au microscope elle est très fraîche et renferme quelques plages de leucoxène, de l'albite abondante qui moule des petits grains de sphène, de la calcite, quelques lamelles de séricite, un peu d'épidote en amas mal individualisés, puis de la chlorite très abondante, en jolies lamelles vert d'herbe, qui, mêlées à la séricite en petite quantité, moulent les cristaux d'albite. Quelques fibrilles de hornblende verte mêlée à la chlorite et quelques plages de calcite. La roche ne présente aucune disposition parallèle des éléments.

§ 8. *Composition chimique des schistes albito-chloriteux.*

Analyse des schistes albito-chloriteux.

		N° 5084	N° 5020	N° 5025
SiO_2	=	43,78	47,57	49,52
TiO_2	=	3,03	2,00	2,83
Al_2O_3	=	15,58	12,75	14,23
Fe_2O_3	=	2,99	1,58	5,04
FeO	=	10,98	10,95	7,23
CaO	=	5,84	7,77	6,05
MgO	=	8,49	9,70	5,02
K_2O	=	1,16	0,70	0,85
Na_2O	=	3,22	2,74	5,28
Perte au feu	=	5,94	3,40	3,30
		101,01	99,16	99,35

N° 5084 = Schiste albito-chloriteux à structure poeciloblastique. Ravin des sources de Pélia.

N° 5020 = Schiste albito-chloriteux avec xénoblastes distribués dans une masse nématoblastique. Crête B qui encaisse la rive gauche de Pélia (fig. 10).

N° 5025 = Schiste albitochloriteux de même structure que le numéro précédent, avec grands cristaux d'amphibole polychroïque du groupe de la glaucophane.

Les formules magmatiques de ces différentes roches se déduisent des opérations suivantes :

N° 5020

Analyse calculée sur 100 parties.			Quotients.	
SiO_2	49,68	0,826	$RO_2 = 0,848$	
TiO_2	2,09	0,022		
Al_2O_3	13,31	0,130	$R_2O_3 = 0,140$	
Fe_2O_3	1,64	0,010		
FeO	11,44	0,159	$RO = 0,557$	$RO + R_2O = 0,611$
CaO	8,12	0,145		
MgO =	10,13	0,253		
K_2O =	0,73	0,008	$R_2O = 0,054$	
Na_2O =	2,86	0,046		
	100,00			

Coefficient d'acidité $\alpha = 1.64$.

Rapport $R_2O : RO = 1 : 10,3$.

Formule magmatique $= 6,05\ SiO_2 : R_2O_3 : 4,36\ RO$.

		N° 5025 Analyse calculée sur 100 parties.		Quotients.	
SiO_2	=	51,56	0,859	$RO_2 = 0,892$	
TiO_2	=	2,95	0,033		
Al_2O_3	=	14,82	0,145	$R_2O_3 = 0,178$	
Fe_2O_3	=	5,24	0,033		
FeO	=	7,52	0,104	$RO = 0,346$	$R_2O + RO = 0,443$
CaO	=	6,30	0,112		
MgO	=	5,23	0,130		
K_2O	=	0,88	0,009	$R_2O = 0,097$	
Na_2O	=	5,50	0,088		
		100,00			

Coefficient d'acidité $\alpha = 1,81$.

Rapport $R_2O : RO = 1 : 3,56$.

Formule magmatique $= 5,01\ SiO_2 : R_2O_3 : 2,49\ RO$.

Nous donnerons ici comme terme de comparaison, les formules magmatiques des amphibolites albitiques.

	Numéros	Formule magmatique	α	$R_2O : RO$
Amphibolite	7029	$4,9\ SiO_2 : R_2O_3 : 2,8\ RO$	1,88	1 : 5,4
id.	7030*a*	$5,6\ SiO_2 : R_2O_3 : 3,5\ RO$	1,62	1 : 8,3
id.	7223	$5,6\ SiO_2 : R_2O_3 : 2,8\ RO$	1,9	1 : 6,5
Schiste albito-chloriteux	5025	$5,01\ SiO_2 : R_2O_3 : 2,49RO$	1,81	1 : 3,56
id.	5020	$6,05\ SiO_2 : R_2O_3 : 4,36RO$	1,64	1 : 10,3

§ 9. *Les glaucophanites albito-épidotiques, minéraux constitutifs et composition chimique.*

Nous n'avons rencontré qu'un seul spécimen de ces intéressantes roches (N° A-42), qui ne provient pas de la région étudiée dans ce volume, mais qui a été récolté sur la rive droite de la Balchaïa Soswa (du nord), en aval de Kholnépia; par conséquent sur le versant Est de l'Oural. Comme cependant il est probable que les mêmes roches existent sur le flanc Ouest, et comme elles se rattachent étroitement à certains types précédemment étudiés, nous en donnerons ici la description.

Ce sont des roches verdâtres, schisteuses, à éclat plus ou moins soyeux, qui à l'œil nu paraissent entièrement cristallines et formées par un minéral fibrillaire

orienté. Des cristaux irréguliers et de plus grande dimension d'un minéral feldspathique se développent dans la masse schisteuse et y forment des taches plus claires. Au microscope les minéraux constitutifs de ces roches sont les suivants : Magnétite, glaucophane, épidote, mica blanc, chlorite, albite.

MAGNÉTITE

Elle est très abondante, et se présente en petits grains uniformément distribués dans le tissus de la roche, puis aussi en porphyroblastes souvent entourés par de la chlorite.

GLAUCOPHANE

La glaucophane forme l'élément principal; elle se présente exclusivement en petits prismes aciculaires très allongés, dont les caractères optiques sont les suivants : L'allongement des cristaux est positif et le plan des axes parallèle à $g^1 =$ (010). La bissectrice aiguë est négative $= n_p$, l'angle 2 V des axes optiques paraît être nul; la croix noire ne subit en effet pas de dislocation appréciable par rotation de la platine du microscope. Sur $g^1 =$ (010), la vitration n_g s'éteint à $2 - 3°$ de l'allongement. La biréfringence $n_g - n_m$ est nulle ou à peu près, celle $n_g - n_p =$ 0,0157 : polychroïsme :

$n_g =$ bleu violacé foncé $\quad n_m =$ violacé $\quad n_p =$ jaunâtre presque incolore.

ÉPIDOTE

L'épidote est assez abondante et se présente en petits prismes très allongés suivant $p\,h^1$ et de couleur légèrement jaunâtre, la variété est de biréfringence plutôt faible, les propriétés optiques sont ordinaires.

MICA BLANC

Il se présente en petites lamelles très aplaties suivant $p =$ (001), ce qui simule un faux allongement. Il est à deux axes très rapproché autour d'une bissectrice aiguë négative; les lamelles incolores s'éteignent $= 0°$ de leur allongement apparent, la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}045$.

PENNINE

Elle se rencontre en grosses lamelles réunies au nombre de deux ou trois, et concentrées sur certains points. La variété est très colorée, uniaxe positive, avec $n_g =$ jaunâtre, $n_p =$ vert assez foncé. La chlorite entoure volontiers aussi les porphyroblastes de magnétite.

ALBITE

L'albite est assez abondante et se trouve à l'état de xénoblastes qui empâtent tous les éléments de la roche. Elle n'est pas mâclée et présente les caractères optiques ordinaires.

STRUCTURE

La structure est en quelque sorte grossièrement nématoblastique. Les aiguilles de glaucophane mêlées aux prismes allongés d'épidote, aux lamelles aplaties et faussement allongées de mica et aux petits grains de magnétite, forment un tissu dont tous les éléments aciculaires sont régulièrement orientés parallèlement.

Dans ce tissu, on trouve des xénoblastes d'albite à contour irrégulier et diffus, qui en empâtent les divers minéraux constitutifs sans déranger leur parallélisme, puis quelques porphyroblastes de magnétite, et enfin des amas assez rares de grosses lamelles de chlorite.

Analyse des glaucophanites albito-épidotiques.

	N° 42 A
SiO_2	= 52,92
TiO_2	= 2,98
Al_2O_3	= 14,40
Fe_2O_3	= 5,77
FeO	= 7,67
CaO	= 4,42
MgO	= 3,23
K_2O	= 2,23
Na_2O	= 3,64
Perte au feu	= 3,34
	100,60

Analyse calculée sur 100 parties.				Quotients.
SiO_2	= 54,41	0,907	$RO_2 = 0,941$	
TiO_2	= 3,06	0,034		
Al_2O_3	= 14,80	0,145	$R_2O_3 = 0,182$	
Fe_2O_3	= 5,93	0,037		
FeO	= 7,89	0,109	$RO = 0,273$	$RO + R_2O = 0,357$
CaO	= 4,56	0,081		
MgO	= 3,32	0,083		
K_2O	= 2,29	0,024	$R_2O = 0,084$	
Na_2O	= 3,74	0,060		
	100,000			

Coefficient d'acidité $\alpha = 2,07$.

Rapport $R_2O : RO = 1 : 3,25$.

Formule magmatique $= 5,17\ SiO_2 : R_2O_3 : 1,96\ RO$.

§ 10. *Les gneiss séricitiques à albite, minéraux constitutifs et structures.*

Ces roches rappellent un peu comme aspect certaines variétés de schistes albito-chloriteux. Elles sont généralement compactes ou grossièrement schisteuses, très cristallines, à grain plutôt fin et de couleur grisâtre. A l'œil nu, on y distingue des cristaux d'un élément blanc feldspathique mêlés à des petites paillettes micacées et à quelques lamelles plus grandes d'un minéral chloriteux de couleur verte. Au microscope les minéraux constitutifs sont les suivants :

Magnétite, zircon, sphène, tourmaline, rutile, chlorite, séricite, glaucophane, quartz, albite et calcite.

MAGNÉTITE

Elle est très constante, et se rencontre chez tous les spécimens examinés, mais jamais en grande quantité. Elle forme des petits amas, distribués parmi les autres éléments constitutifs, ou encore des inclusions dans la chlorite.

ZIRCON

Il est rare et se présente en petits grains arrondis, de couleur légèrement brunâtre en lumière naturelle, qui sont doués d'un fort relief et dont la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}052$. Il est uniaxe positif. Comme il se rencontre parfois simultanément avec le sphène, ses propriétés optiques ont été vérifiées dans chaque cas. Le zircon est généralement mêlé aux autres éléments ou le plus souvent inclus dans l'albite ou dans la chlorite; il développe alors dans ce dernier minéral des auréoles polychroïques plus foncées.

SPHÈNE

Le sphène a été trouvé dans quelques préparations seulement, sous forme de grains irréguliers, souvent allongés et beaucoup plus gros que le zircon, qui présentent un guillochage caractéristique. Certains de ces grains sont incolores et transparents, d'autres sont grisâtres et translucides. Le sphène est nettement biaxe positif, avec 2 V assez petits, sa biréfringence est considérablement plus élevée que celle du zircon, ce que l'on voit de suite en comparant le nombre des anneaux colorés que montrent les figures d'interférence normales à l'axe optique pour le zircon et à la bissectrice aiguë pour le sphène. Il est assez abondant dans certaines roches.

TOURMALINE

La tourmaline est un élément accessoire qui n'existe jamais en grande quantité, mais qui a été retrouvé dans toutes les préparations examinées sous forme de petits

prismes allongés suivant l'axe vertical et terminés différemment aux deux extrémités de cet axe. Les sections normales à la zone du prisme sont hexagonales. L'allongement est négatif comme le signe optique, le biréfringence $n_g - n_p = 0{,}018$, le polychroïsme exceptionnellement intense est comme suit :

n_g = brun verdâtre très foncé presque noir n_p = incolore.

Il n'est pas rare de rencontrer des cristaux qui présentent un noyau central dont la coloration est un peu différente de celle de la bordure périphérique.

La tourmaline se trouve mêlée au mica ou au quartz, mais très souvent aussi elle se montre à l'état d'inclusion dans les porphyroblastes d'albite.

RUTILE

Le rutile se rencontre en inclusions à l'intérieur de l'albite et aussi du mica blanc ; il se présente en très petites aiguilles enchevêtrées, qui ne sont visibles qu'aux plus forts grossissements. Elles sont très allongées suivant l'axe du prisme, terminées souvent aux deux extrémités et mâclées quelquefois en genou. Leur relief est très fort et leur biréfringence est excessivement élevée ; elles s'éteignent parallèlement à l'allongement. Dans certains cristaux d'albite ces aiguilles de rutile sont si abondantes qu'elles obscurcissent complètement le minéral.

CHLORITE

La chlorite affecte deux formes différentes. Dans certaines roches elle se rencontre en assez grosses lamelles dont la dimension contraste avec celle des paillettes de séricite, dans d'autres elle est intimement associée à ce dernier minéral dont elle ne se distingue que par la coloration. Ses propriétés optiques sont uniformes : elle est généralement biaxe, avec 2 V très petit presque nul et bissectrice aiguë $= n_g$; la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}001$ au plus, quant au polychroïsme, il est comme suit :

n_g = jaune verdâtre n_p = vert d'herbe plus ou moins foncé.

La chlorite renferme en inclusions de la magnétite et des zircons auréolés.

SÉRICITE

La séricite est, ainsi que le quartz et l'albite, un élément constitutif principal. Ses lamelles sont très aplaties parallèlement à $p = (001)$ et toujours de petite dimension. Elle est incolore en lumière naturelle et s'éteint à 0° du clivage $p = (001)$; sa bissectrice aiguë est négative $= n_p$, l'angle 2 V est excessivement petit, souvent même presque nul, quant à la biréfringence $n_g - n_p$, elle oscille entre 0,034 et 0,038.

GLAUCOPHANE

Elle n'a été rencontrée que dans une seule préparation et encore en très petite quantité. Les cristaux aciculaires ont un allongement positif, sont très peu biréfringents et s'éteignent à 0°.

Polychroïsme : n_g = bleu n_m = violacé n_p = presque incolore.

ALBITE

L'albite se présente d'habitude en porphyroblastes de forme plus ou moins arrondie, qui empâtent quelques cristaux de tourmaline, quelques rares lamelles de chlorite, beaucoup de grains de quartz, quelques plages de calcite, mais surtout une énorme quantité de fines aiguilles de rutile entrecroisées qui obscurcissent parfois l'intérieur des cristaux. Cette albite est rarement mâclée, dans ce cas on observe généralement une seule et étroite lamelle au milieu d'un individu de grande taille. Les propriétés optiques de l'albite ont été vérifiées sur toutes les préparations. La bissectrice aiguë est positive = n_g, l'angle 2 V est voisin de 74°, sur $g^1 = (010)$ avec cassures $h^1 = (100)$ l'extinction de n_p se fait à + 19° du clivage $p = (001)$. L'albite est très abondante dans certaines de ces roches, plus rare dans d'autres, elle a toujours le même caractère.

QUARTZ

Ce minéral est très abondant et se trouve associé à la séricite sous forme de petits grains polyédriques d'aspect habituel. Signe optique positif, biréfringence $n_g - n_p = 0{,}009$.

CALCITE

La calcite ne se rencontre pas dans toutes ces roches; lorsqu'elle existe elle se présente en plages plus ou moins grandes, disposées généralement entre les porphyroblastes d'albite; elle se trouve aussi en jolis rhomboèdres. Très souvent cette calcite est souillée par des dépôts brunâtres ferrugineux, qui sont probablement de la sidérose décomposée.

STRUCTURE

La roche est généralement granoblastique, les grains de quartz réunis aux paillettes de séricite et aux divers minéraux indiqués, forment la masse principale; dans celle-ci on trouve de très nombreux porphyroblastes d'albite qui en certains endroits se touchent directement ou sont reliés par de la calcite quand ce minéral existe, en d'autres sont disséminés et isolés dans la masse granoblastique. Chez

certains spécimens une orientation parallèle des éléments est à peine discernable; chez d'autres elle est très manifeste; les lamelles de séricite s'alignent alors parallèlement et se groupent pour former des zones riches en mica qui alternent avec d'autres plus riches en quartz et dans lesquelles se trouvent plus volontiers les cristaux d'albite; ces derniers sont quelquefois étirés et plus ou moins alignés, cet alignement est alors souligné par leurs inclusions qui forment à l'intérieur de fines traînées parallèles paraissant opaques aux grossissements habituels.

Lorsque la chlorite se présente en grosses lamelles, celles-ci sont disséminées çà et là dans la masse et quelquefois plus ou moins alignées également; lorsqu'elle forme des petites lamelles intimement mêlées à la séricite, elle se comporte exactement comme ce dernier minéral.

§ 11. *Monographie des types de gneiss séricitiques à albite étudiés.*

N° 5016. Sur le plateau de Kwarkouche, entre le sommet désigné par A et celui appelé C (fig. 1).

Roche gris-verdâtre compacte, cristalline, à grain fin, paraissant massive.

Au microscope : la roche est formée par la réunion de petits grains de quartz avec des nombreuses lamelles de séricite plus ou moins orientées et concentrées sur certaines zones parallèles. Dans cette masse on trouve disséminés de nombreux porphyroblastes d'albite criblés d'inclusions de rutile et qui renferment aussi du quartz, quelques cristaux de tourmaline, et un peu de calcite. La chlorite est assez abondante également et se présente en grosses lamelles très colorées et polychroïques, qui renferment çà et là un grain de zircon auréolé ou un grain de magnétite. Les lamelles de chlorite sont réparties dans la masse quartzo-séricitique, elles se groupent souvent par trois ou quatre individus. Un peu de calcite. Structure ordinaire.

N° 5035. Sur le plateau de Kwarkouche, terrasse sur un petit sommet avant le ravin de Malma.

Roche très cristalline, paraissant formée par un mélange grenu de quartz avec des paillettes de séricite et des lamelles plus rares d'un minéral chloriteux verdâtre.

Au microscope : Magnétite en amas assez gros et abondants. Quelques petits cristaux de tourmaline généralement inclus dans l'albite, mais qui sont libres également parmi les autres éléments. Chlorite en petites lamelles intimement mêlées à celles de la séricite, elle est de couleur verdâtre et beaucoup moins

abondante que cette dernière. Séricite ordinaire, associée à des petits grains de quartz polyédriques, formant avec ce dernier minéral la masse principale de la roche. Dans celle-ci on trouve de nombreux porphyroblastes d'albite à contour irrégulier et plus ou moins arrondi mais net, qui renferment de la tourmaline, du quartz, mais surtout des inclusions de rutile. Structure ordinaire, les lamelles de séricite et de chlorite ont une tendance à l'orientation parallèle.

N° 5031. Kwarkouche, affleurement aux sources de Pélia.

Roche très analogue à la précédente, grisâtre, finement grenue et micacée.

Au microscope : Quelques rares petits amas de magnétite. Tourmaline en petits cristaux ordinaires. Quelques grains de zircon brunâtres inclus dans la chlorite ou libres dans la roche. Nombreux cristaux plus volumineux de sphène grisâtre. Chlorite abondante en grandes lamelles de couleur vert foncé. Séricite en lamelles associées au quartz et formant la masse principale. Très nombreux cristaux d'albite avec leurs inclusions ordinaires. La structure est nettement parallèle, les grandes lamelles de chlorite et celles de séricite sont alignées de même que les cristaux d'albite.

N° 5025. Kwarkouche, dans la vallée comprise entre les crêtes B et C (fig. 10).

Roche du même type que le précédent, mais qui présente à l'œil nu une disposition parallèle manifeste. Au microscope : quelques petits amas de magnétite. Un ou deux cristaux de tourmaline, quelques grains de zircon généralement inclus dans l'albite et de sphène grisâtre de dimension très inférieure au zircon. La masse principale de la roche est formée de grains de quartz mêlés à des lamelles de séricite; dans celle-ci nombreuses plages d'albite avec leurs inclusions habituelles. Quelques grains de calcite. La roche est riche en séricite et possède une structure absolument parallèle; les porphyroblastes d'albite sont beaucoup moins distincts que dans les types précédents, les cristaux d'albite sont en effet étirés et alignés parallèlement. Parmi les lamelles de séricite un ou deux longs prismes aciculaires de glaucophane.

N° 5072. Kwarkouche; sur la crête, sommet désigné par B (fig. 10).

Roche d'aspect identique à celui du N° 5035. Au microscope un peu de magnétite, quelques jolis cristaux de tourmaline, un ou deux grains de zircon. La roche est essentiellement formée d'un mélange de grains de quartz, de lamelles de séricite et en moindre quantité de chlorite verte, avec nombreux porphyroblastes d'albite surchargés d'inclusions de rutile.

Les éléments constitutifs ne présentent pas d'orientation parallèle appréciable.

N° 5102. Kwarkouche sur la crête, avant le deuxième ravin au Sud de celui de Malma.

Roche très analogue à la précédente, feuilletée et micacée.

Au microscope: Roche formée par des rubans parallèles de lamelles de séricite et de chlorite mêlées à des grains de quartz. Dans cette masse quelques plages d'albite quelquefois entièrement obscurcies par un réseau de fines aiguilles de rutile. Un ou deux grains de zircon et des petits cristaux de tourmaline généralement inclus dans l'albite.

§ 12. *Composition chimique des gneiss séricitiques à albite.*

Analyse des gneiss séricitiques à albite.

	N° 5035.
SiO^2	= 65.69
TiO_2	= 0.95
Al_2O_3	= 16.23
Fe_2O_3	= 2.90
FeO	= 2.74
CaO	= 0.55
MgO	= 1.88
K_2O	= 4.09
Na_2O	= 2.43
Perte au feu	= 2.97
	100.43

N° 5035 gneiss séricitique à albite, terrasse avant le ravin de Malma.

La formule magmatique de cette roche est la suivante:

Analyse ramenée à 100 parties.			Quotients.			
SiO_2	= 67.41	1.124	RO_2	= 1.143		
TiO_2	= 0.98	0.019				
Al_2O_3	= 16.65	0.163	R_2O_3	= 0.179		
Fe_2O_3	= 2.98	0.019				
FeO	= 2.82	0.039	RO	= 0.097	0.173	R_2O + RO
CaO	= 0.56	0.010				
MgO	= 1.90	0.048				
K_2O	= 4.20	0.045	R_2O	= 0.076		
Na_2O	= 2.50	0.031				
	100.00					

Coefficient d'acidité $\varkappa$ = 3.102
Rapport $R_2O : RO$ = 1 : 1.276
Formule magmatique = 6.28 RO_2 : R_2O_3 : 0.96 RO.

§ 13. *Les schistes quartzito-séricitiques, minéraux constitutifs et structures.*

Ces roches sont généralement grisâtres ou légèrement verdâtres, presque toujours nettement schisteuses, et paraissant à l'œil nu riches en éléments micacés. Elles présentent souvent des lentilles ou des petits amas de quartz blanc ou légèrement violacé. Au microscope leurs éléments constitutifs sont les suivants: Magnétite, zircon, tourmaline, chlorite, épidote, séricite et quartz.

MAGNÉTITE

Elle se présente en grains ou en amas généralement de petite dimension, qui sont irrégulièrement disséminés parmi les éléments constitutifs.

ZIRCON

Le zircon se rencontre exactement sous la même forme que dans les gneiss séricitiques à albite, c'est-à-dire en très petits grains arrondis de couleur légèrement brunâtre en lumière naturelle, ces grains sont disséminés au milieu des paillettes de séricite ou parmi les cristaux de quartz, on les rencontre également à l'état d'inclusions dans la chlorite, ils y développent alors des auréoles polychroïques.

TOURMALINE

La tourmaline est très constante mais ne se rencontre jamais en grande quantité. Les cristaux bien formés sont nettement hémimorphes et terminés par un pointement rhomboédrique; ils sont assez allongés suivant l'axe principal et présentent presque toujours des cassures transversales. Les propriétés optiques de la tourmaline sont identiques à celles du même minéral qui ont été décrites dans le paragraphe qui précède; le polychroïsme cependant paraît un peu moins intense; on a généralement en effet

N_g = jaune brunâtre pâle; N_p = gris noirâtre teinté de bleu très foncé.

CHLORITE

La chlorite se rencontre généralement sous forme de grosses lamelles qui sont groupées par trois ou par quatre individus et forment des nids au milieu des paillettes enchevêtrées de séricite qui sont toujours de beaucoup plus petite dimension. Elle est généralement fortement colorée, uniaxe positive; avec n_p = vert d'herbe, n_g = jaunâtre plus pâle. Les lamelles ne sont pas très aplaties selon $p = (001)$ elles renferment souvent des petits grains de zircon auréolés.

ÉPIDOTE

Elle n'existe pas partout et se rencontre en petits grains grisâtres, généralement mêlés à la séricite.

SÉRICITE

Elle se trouve sous forme de petites lamelles enchevêtrées généralement incolores, qui parfois sont mêlées à un peu de chlorite. La séricite est biaxe et négative avec 2 V très petit; certains spécimens sont quasi uniaxes. La biréfringence $n_g - n_p$ est généralement voisine de 0,03.

QUARTZ

Il se rencontre en petits grains polyédriques mêlés à la calcite.

STRUCTURES

La structure est variable. Certains spécimens sont formés par une masse lépidoblastique de lamelles de séricite qui contient çà et là quelques jolis prismes de tourmaline, des grains de magnétite et de zircon, et des nids produits par la réunion de plusieurs larges lamelles de chlorite. Le quartz se rencontre alors dans la roche à l'état de grosses lentilles formées par la réunion de grains polyédriques mêlés à quelques rares paillettes de séricite. D'autres spécimens sont constitués par une association de lamelles de séricite et de grains de quartz en moindre quantité. La séricite forme des traînées parallèles de lamelles, qui sont mêlées à un peu de chlorite, qui sont soulignées par des éléments ferrugineux opaques et qui alternent avec d'autres zones parallèles de même nature mais où la séricite est associée à des grains de quartz plus ou moins abondants. La structure hélicitique est alors fréquente.

§ 14. *Monographie des types de schistes quartzito-séricitiques étudiés.*

N° 5098. Kwarkouche crête B qui encaisse une des sources de Malma (fig. 10).

Roche grise très schisteuse, dure, paraissant être le produit de la réunion d'un élément micacé en fines paillettes avec du quartz. Au microscope la roche est formée par l'association de lamelles de séricite et de grains polyédriques de quartz. La séricite l'emporte sur ce dernier minéral, elle est mêlée à un peu de chlorite. Parmi les lamelles de séricite quelques grains de zircon et des jolis prismes de tourmaline. La disposition des éléments est parallèle, la séricite presque pure forme des traînées qui alternent avec d'autres où ce minéral est mêlé à des grains de quartz polyédriques. La roche contient quelques grains d'épidote. Structure hélicitique manifeste.

N° 5008. Kwarkouche, sommet désigné par A (fig. 1).

Roche très analogue comme aspect au numéro précédent.

Au microscope elle est formée par une masse lépidoblastique de séricite dans laquelle on trouve des lentilles allongées de quartz grenu polyédrique. Parmi la séricite quelques grains et amas de magnétite.

N° 5013. Kwarkouche. Dalle formant les oreilles de Pélia.

Roche d'apparence quartziteuse formée par une masse cristalline de nature micacée dans laquelle on distingue des lits irréguliers et des lentilles de quartz violacé. Au microscope la roche est constituée par une masse lépidoblastique de lamelles de séricite transparente et incolore, dans laquelle on trouve quelques prismes de tourmaline, un ou deux grains de zircon, et des amas lenticulaires formés par la réunion de quelques lamelles de chlorite. Le quartz est disposé en grosses lentilles isolées au milieu de la masse lépidoblastique de séricite, ces lentilles sont formées par des grains polyédriques mêlés à quelques rares paillettes micacées.

N° 5010. Kwarkouche, sur la crête, entre les sommets A et B (fig. 1).

Roche assez analogue comme aspect au numéro précédent mais plus schisteuse et moins riche en quartz. Au microscope elle est formée par une association granoblastique de quartz et de lamelles de séricite orientées parallèlement. Dans cette masse quelques nids de chlorite verte.

§ 15. *Composition chimique des schistes quartzito-séricitiques.*

Analyse des schistes quartzito-séricitiques.

	N° 5010.	N° 5013.
SiO_2 =	71,09	71,20
TiO_2 =	0,52	0,47
Al_2O_3 =	12,21	11,24
Fe_2O_3 =	2,29	2,05
FeO =	2,57	2,63
CaO =	1,78	1,53
MgO =	1,60	2,98
K_2O =	3,64	3,13
Na_2O =	0,68	1,51
Perte au feu =	3,29	3,28
	99,67	100,02

N° 5010 Kwarkouche, sur la crête, entre les sommets A et B (fig. 1).

N° 5013 Kwarkouche. Schiste quartzito-séricitique formant les oreilles de Pélia.

Les formules magmatiques de ces roches sont les suivantes :

Composition calculée sur 100 parties.		N° 5010.		Quotients.	
SiO_2 = 73.77	1.230	RO_2	=	1.236	
TiO_2 = 0.54	0.006				
Al_2O_3 = 12.67	0.124	R_2O_3	=	0.138	
Fe_2O_3 = 2.37	0.014				
FeO = 2.67	0.037	RO	=	0.112	$R_2O + RO = 0.163$
CaO = 1.85	0.033				
MgO = 1.66	0.042				
K_2O = 3.77	0.040	R_2O	=	0.051	
Na_2O = 0.70	0.011				
100,00					

Coefficient d'acidité $\alpha = 4.236$.

Rapport $R_2O : RO = 2.2$.

Formule magmatique = 8.9 SiO_2 : R_2O_3 = 1.18 RO.

N° 5013.

Composition calculée sur 100 parties.				Quotients.		
SiO_2	= 73,60	1.225	RO_2	= 1.230		
TiO_2	= 0,49	0.005				
Al_2O_3	= 11,62	0.114	R_2O_3	0.127		
Fe_2O_3	= 2,12	0.013				
FeO	= 2,72	0.038				
CaO	= 1,58	0.028	RO	= 0.143	RO + R_2O	= 0.202
MgO	= 3,08	0.077				
K_2O	= 3,23	0.034	R_2O	= 0.059		
Na_2O	= 1,56	0.025				
	100.00					

Coefficient d'acidité α = 4.197.
Rapport R_2O : RO = 1 : 2.42.
Formule magmatique = 9.68 SiO_2 R_2O_3 : 1.59 RO.

§ 16. *Les schistes quartziteux, minéraux constitutifs, structures.*

Ces roches, qui sont de véritables quartzites plus ou moins micacées et recristallisées, se rattachent aux schistes quartzito-séricitiques soit par la nature de leurs minéraux constitutifs, soit par leur composition chimique, soit encore par de nombreuses formes de passage qui établissent la transition entre ces deux groupes. Ce sont des roches de couleur généralement claire, grisâtre ou verdâtre, presque toujours schisteuses, qui présentent parfois la texture linéaire, et qui sont toujours très quartzeuses. A l'œil nu on y distingue des paillettes plus ou moins abondantes de mica blanc qui sont associées au quartz lequel forme la base de la roche. Sur le terrain, ces schistes quartziteux se distinguent nettement des quartzites franches avec lesquelles on ne saurait les confondre.

Sous le microscope leurs minéraux constitutifs sont : le zircon, le sphène, la magnétite, la tourmaline, la glaucophane, l'épidote, le mica blanc, la biotite, la chlorite, le quartz, l'albite et le calcite.

ZIRCON

Ce minéral est très répandu et se rencontre dans presque tous les spécimens examinés. Il se présente toujours sous forme de grains arrondis à très gros relief et à forte biréfringence, qui sont généralement légèrement brunâtres en lumière natu-

relle. Sur quelques-uns de ces grains on peut reconnaître les formes (110) et (101), les cristaux sont alors assez trapus et peu allongés selon l'axe vertical. Ces grains mesurent jusqu'à 0,06mm, ils sont cependant souvent plus petits. Au point de vue optique le zircon est rigoureusement uniaxe positif. Ce minéral est disséminé parmi les grains de quartz ou parfois inclus dans la chlorite ou la glaucophane. Dans les deux cas il développe des auréoles polychroïques.

SPHÈNE

Le sphène est également très répandu quoique moins constant que le zircon et se trouve presque toujours avec ce dernier. Il se présente en grains grisâtres, informes, craquelés, qui sont souvent de forme allongée et de dimension notoirement supérieure à celle du zircon (de 0,05 à 0,137mm). Le sphène est biaxe positif, avec 2 V très petit et une biréfringence $n_g - n_p$ très supérieure à celle du zircon ; on le rencontre généralement mêlé aux grains de quartz et souvent dans le voisinage de la chlorite.

MAGNÉTITE

Ce minéral n'existe pas chez tous les spécimens examinés, quand il s'y rencontre il y forme généralement des petits amas irréguliers, des octaèdres, ou encore de simples ponctuations, disséminés parmi les autres éléments constitutifs.

TOURMALINE

La présence de la tourmaline a été constatée dans quelques-uns des schistes quartziteux examinés ; elle y a exactement les mêmes caractères que ceux qui ont été décrits pour ce minéral à propos des schistes quartzito-séricitiques, toutefois le polychroïsme est peut-être un peu moins intense, mais se fait dans les mêmes teintes. Les cristaux sont toujours petits et plutôt rares, ils présentent un hémimorphisme manifeste.

GLAUCOPHANE

Ce minéral est très abondant chez certains schistes quartziteux et y forme des porphyroblastes d'assez grande taille (jusqu'à 2 millimètres). Les cristaux sont fortement allongés suivant la zone du prisme, présentent les formes (110), rarement (010), et ne sont jamais terminés. Les clivages $m = (110)$ sont nets, les mâcles $h^1 = (100)$ n'ont pas été observées. Tous les cristaux sont formés de deux zones très distinctes par leur coloration, leur biréfringence et surtout l'intensité de leur polychroïsme ; à savoir : 1° Un noyau interne plus ou moins développé ; 2° Une bordure périphérique plus ou moins réduite. Les propriétés optiques de ces deux zones étant différentes, nous les examinerons séparément.

L'amphibole qui forme le noyau a un allongement positif. Sur $g^1 = (010)$ n_g s'éteint à 4° environ de l'allongement. Le plan des axes optiques est parallèle à $g^1 = (010)$, la bissectrice aiguë est négative et l'angle des axes optiques 2 V est très petit, souvent même nul. Les trois biréfringences principales sont :

$$n_g - n_p = 0{,}0172 \qquad n_g - n_m = 0{,}001 \qquad n_m - n_p = 0{,}0165.$$

La coloration de même que le polychroïsme ne sont point intenses ; on a :

n_g = bleu violacé assez pâle n_m = violacé, de même intensité que le n_g n_p = jaune brunâtre très pâle. Ces caractères coïncident sensiblement avec ceux de certaines glaucophanes.

L'amphibole de la bordure est de couleur très foncée, son orientation optique est la suivante : l'axe n_p coïncide avec celui n_p de la glaucophane qui forme le noyau, mais il y a inversion des axes n_g et n_m, le plan des axes est donc transversal. La bissectrice aiguë est également négative = n_p mais l'angle 2 V est considérablement plus grand que celui de la glaucophane, les hyperboles sortent en effet du champ. L'extinction sur $g^1 = (010)$ paraît se faire à 0° ou à quelques degrés de l'allongement, la dispersion très forte, quant aux trois biréfringences principales elles sont très faibles et notablement inférieures à celles de la glaucophane, mais l'intensité de la coloration et la dispersion en rendent la mesure absolument incertaine.

Le polychroïsme très intense est comme suit :

n_g = violet très foncé n_m = bleu verdâtre foncé n_p = jaunâtre pâle presque incolore.

La glaucophane renferme parfois des inclusions de zircon qui y développent de jolies auréoles polychroïques très foncées de couleur grisâtre, puis quelquefois des inclusions de sphène et des grains de quartz.

ÉPIDOTE

L'épidote est très rare et n'a été rencontrée que sur un ou deux spécimens riches en chlorite. Elle se présente en petits grains jaunâtres, les propriétés optiques du minéral sont normales.

MICA BLANC

La séricite est un élément absolument constant, qui se rencontre soit sous forme de petites paillettes, soit sous celle d'assez larges lamelles aplaties parallèlement à $p = (001)$ avec clivage distinct. Elle est généralement incolore ou très faiblement brunâtre en lumière naturelle et s'éteint à 0° du clivage $p = (001)$; elle est d'habitude biaxe mais avec 2 V toujours très petit et bissectrice aiguë néga-

tive, $n_g - n_p = 0{,}0382$. Les lamelles de mica blanc sont dispersées parmi les grains de quartz et réunies à celles de la chlorite avec laquelle le mica est étroitement lié. Au point de vue quantitatif, la séricite joue un rôle très effacé vis-à-vis du quartz; certains schistes quartziteux n'en renferment en effet que quelques lamelles. Le mica blanc contient parfois des aiguilles de rutile.

BIOTITE

La biotite n'est jamais abondante et n'a été rencontrée que sur un ou deux spécimens seulement. Elle forme des lamelles très minces et aplaties selon $p = (001)$ qui, sur les sections normales à cette face, simulent l'aspect de longs bâtonnets. Elle est uniaxe négative et excessivement polychroïque : n_g = brun très foncé presque noir n_p = jaune brunâtre très pâle.

CHLORITE

La chlorite est un élément constitutif très constant qui sans être abondant se rencontre presque dans toutes les préparations. Les lamelles sont généralement de taille supérieure à celle de la séricite, elles sont moins aplaties selon $p = (001)$ et paraissent moins minces sur la tranche. Au point de vue optique on trouve des spécimens uniaxes positifs et d'autres uniaxes ou légèrement biaxes négatifs. La biréfringence est toujours excessivement faible et la dispersion appréciable. Quant au polychroïsme l'absorption minimum se fait toujours suivant l'indice qui sert de bissectrice ou d'axe optique, on a donc :

n_g = vert d'herbe plus ou moins foncé.

n_p = jaune verdâtre plus pâle, pour les variétés négatives, et l'inverse pour les positives. La chlorite renferme quelquefois des grains de zircon qui y développent des auréoles foncées, elle est souvent enchevêtrée avec les lamelles de séricite.

QUARTZ

Il forme l'élément principal et l'emporte de beaucoup au point de vue quantitatif sur tous les autres minéraux réunis. Il se présente en grains plus ou moins volumineux, de forme irrégulière souvent polyédrique, qui sont directement pressés les uns contre les autres.

ALBITE

Ce minéral a été trouvé dans quelques spécimens seulement, il n'est jamais abondant. Il se présente en plages lisses ou d'autrefois mâclées, qui sont dispersées parmi les grains de quartz. Les propriétés optiques ont été vérifiées sur des faces $g^1 = (010)$ ayant des cassures h^1. Elles montrent une bissectrice aiguë positive = n_g et une extinction de + 19° par la vibration n_p.

CALCITE

La calcite ne se rencontre également pas dans tous les spécimens, elle n'est jamais très abondante et forme quelques plages isolées parmi les grains de quartz.

STRUCTURES

La structure la plus communément observée est celle dite granoblastique; les grains de quartz de dimension sensiblement uniforme, sont directement pressés les uns contre les autres. Les autres éléments notamment la chlorite et le séricite, sont disséminés parmi les grains de quartz; souvent l'orientation parallèle des minéraux lamellaires communique à la roche une texture cristallino-schisteuse (Kristallisationsschieferung des Allemands). Certaines variétés sont porphyroblastiques, les porphyroblastes sont alors formés par de la glaucophane et sont distribués dans une masse granoblastique ordinaire, formée par du quartz et de la séricite. La structure blastopsammitique a été aussi quelquefois rencontrée.

§ 17. *Monographie des types de schistes quartziteux étudiés.*

N° 5028. Blocs épars à la base du sommet de Kwarkouche désignés par B (fig. 1).

Roche grisâtre plus ou moins schisteuse, micacée.

Au microscope: La roche est constituée par une masse granoblastique formée par la réunion de grains polyédriques de quartz, mêlés à des lamelles de séricite, à quelques grains de zircon et de sphène et à une ou deux petites plages d'albite maclée. Dans cette masse, nombreux et volumineux porphyroblastes zonés de glaucophane, présentant les caractères précédemment indiqués. Les lamelles de biotite sont orientées parallèlement.

N° 7225. Schiste quartziteux, ouwal qui sépare les deux Wichéra.

Roche grisâtre très schisteuse, à texture linéaire, paraissant assez riche en mica.

Au microscope: La roche est constituée par un mélange grenu de quartz polyédrique avec des lamelles de séricite et de chlorite. Ces deux derniers éléments sont à peu près en parties égales, mais sont en quantité très inférieure au quartz. La chlorite est vert foncé, polychroïque et positive. Çà et là on trouve quelques grains de zircon et de magnétite disséminés parmi le quartz. Quelques rares cristaux de tourmaline. Structure granoblastique, les lamelles de mica et de chlorite sont orientés parallèlement.

N° 7226. Schiste quartziteux sur la crête de l'Oschi Nior.

Roche verdâtre à grain fin, schisteuse, analogue au numéro précédent.

Au microscope: Quelques grains de zircon, un peu de sphène, un ou deux jolis prismes de tourmaline disséminés dans une masse essentiellement quartzeuse formée par des grains polyédriques de quartz réunis à quelques lamelles de séricite et de chlorite orientées parallèlement. Dans la masse grenue on trouve çà et là un gros débris de quartz. (Structure blastopsammitique).

N° 2 B. Plateau sur la ligne de partage, avant d'arriver au Krasnoe-Kamen.

Au microscope : La roche est formée par la réunion de grains polyédriques de quartz de grosseur uniforme, mêlés à un peu de chlorite et de séricite en lamelles orientées parallèlement. Quelques grains de sphène et de zircon parmi les grains de quartz. Structure granoblastique.

N° 5107. Extrémité Sud de Kwarkouche, sur la crête, après le deuxième ravin qui fait suite à celui de Malma vers le Sud.

Roche schisteuse grisâtre, très quartzeuse.

Au microscope : Roche formée surtout par des grains de quartz associés à quelques lamelles de séricite et de chlorite orientées parallèlement. Quelques rares zircons et petits amas de magnétite parmi les grains de quartz. Structure blastopsammitique, on observe en effet dans la masse finement grenue de quartz des gros débris et des associations de grosses plages de quartz d'origine détritique.

N° 5103. Kwarkouche, extrémité Sud. Dans le quatrième ravin qui fait suite à celui de Malma vers le Sud.

Roche schisteuse, verdâtre, très quartzeuse, avec lits de quartz blanc.

Au microscope : La roche est formée par une association de très petits grains polyédriques de quartz avec des rubans froissés de séricite et quelques grains de magnétite. Dans cette masse à structure parallèle on trouve quelques galets et lentilles de quartz; ces derniers sont orientés, leur grand axe coïncide en effet avec la direction marquée par l'alignement du mica. Structure blastopsammitique.

N° 5100. Près du sommet qui domine la rive gauche du ravin de Malma.

Roche quartziteuse, grisâtre, se délitant en plaquettes.

Au microscope : La roche est constituée par la réunion de grains polyédriques de quartz de grosseur uniforme avec quelques paillettes très réduites de séricite et quelques lamelles plus grandes de biotite. On trouve dans cette masse un ou deux gros grains de zircon et de sphène, puis quelques petites plages d'albite. La structure est granoblastique, l'orientation des lamelles de mica est à peine sensible.

N° 5100 *bis*. Même provenance que le 5100.

Analogue au numéro précédent.

Au microscope : La roche est très analogue au numéro précédent ; elle renferme en plus quelques jolis prismes de tourmaline, de très nombreux grains de sphène, puis des lamelles de chlorite uniaxe positive assez colorée et polychroïque. Structure granoblastique.

N° 5061. Flanc Est de Kwarkouche, en montant au sommet F (fig. 1), à mi-hauteur.

Roche quartziteuse, se délitant en plaquettes ; sa variété est assez riche en mica blanc.

Au microscope : Roche très largement cristallisée, formée par des gros grains uniformes de quartz pressés les uns contre les autres, et mêlés à quelques belles lamelles de mica blanc et de chlorite uniaxe négative avec n_g = vert foncé, n_p = jaunâtre pâle. Quelques octaèdres de magnétite et quelques grains de zircon disséminés parmi les cristaux de quartz ou mêlés à la chlorite. Une ou deux plages d'albite. Structure granoblastique.

N° 5036. Crête de Kwarkouche, au Sud du ravin de Malma, en face du premier ravin sur le flanc Est.

Schiste quartziteux paraissant à l'œil nu très micacé, avec petits lits de quartz pur.

Au microscope : La roche est formée par des grains de quartz mêlés à des lamelles de chlorite et de séricite et à quelques plages de calcite. Quelques grains de magnétite, puis un ou deux cristaux d'albite. Structure blastopsammitique, quelques grains détritiques de quartz sont encore visibles.

N° 5069. Haut du ravin de la source principale de Pélia sur le Kwarkouche.

Roche blanchâtre à grain très fin et régulier, paraissant très quartzeuse. Elle se délite en petites dalles.

Au microscope : Roche granoblastique à grain très régulier, formée essentiellement par du quartz mêlé à des lamelles de séricite et surtout de chlorite verte uniaxe négative. Dans la masse quelques jolis grains de zircon de sphène et de magnétite, puis une ou deux grandes et étroites lamelles de biotite. La texture est cristallino-schisteuse, l'orientation des éléments, quartz y compris, est parfaite.

N° 5024. Crête de Kwarkouche près des sources de Pélia.

Roche verdâtre assez compacte, quartzeuse, paraissant à l'œil nu riche en quartz et en chlorite.

Au microscope : Cette roche est un passage aux schistes quartzito-séricitiques. Elle est formée par une association de grains de quartz avec de nombreuses lamelles enchevêtrées de mica blanc et de chlorite. Le quartz est encore prédomi-

nant, mais les éléments micacés sont plus abondants que dans les roches précédentes. Quelques aiguilles de rutile dans le mica. Structure granoblastique.

N° 5020 *c*. Sur l'arête B (fig. 10), qui encaisse la rive gauche de Pélia sur le Kwarkouche.

Roche schisteuse, très quartziteuse, assez pauvre en mica blanc, se délitant en petites plaquettes.

Au microscope : La roche est presque formée seulement par des grains polyédriques de quartz de dimension égale. Quelques rares lamelles de séricite alignées parallèlement.

N° 5020 *d*. Même provenance que le numéro précédent.

Cette roche est très analogue au numéro 5020 *c*. et formée comme lui par une association granoblastique de grains de quartz avec quelques paillettes de séricite et des lamelles plus grosses de chlorite. Çà et là quelques petits grains de magnétite.

N° A 28. Ouchminsky-Kamen.

Roche gris verdâtre, schisteuse, à grain fin, paraissant à l'œil nu assez riche en chlorite.

Au microscope : La roche est formée par un agrégat granoblastique de grains de quartz mêlés à d'assez nombreuses et petites lamelles de chlorite d'un vert foncé, et à quelques lamelles de séricite. Dans la masse principale constituée par ces éléments associés on trouve quelques grains de magnétite, un peu de sphène et quelques petits cristaux d'épidote allongés selon ph^1. On y trouve également de la tourmaline, mais en très petite quantité, puis un ou deux cristaux d'apatite.

§ 18. *Composition chimique des schistes quartziteux.*

Analyse des schistes quartziteux.

	N° 5028	N° 28 A	N° 7225	N° 7262
SiO_2	= 90,13	84,01	77,45	85,24
TiO_2	= 0,25	0,54	0,88	0,63
Al_2O_3	= 4,27	6,30	10,72	5,27
Fe_2O_3	= 0,87	0,37	1,84	0,37
FeO	= 0,22	2,95	3,71	2,70
CaO	= 0,79	1,24	0,16	1,36
MgO	= 0,34	1,12	1,26	1,18
K_2O	= 1,21	0,68	1,83	0,92
Na_2O	= 1,44	1,66	0,92	1,11
Perte au feu	= 0,82	1,30	2,71	2,66
	100,34	100,17	101,28	101,44

N° 5028 = Schistes quartziteux avec porphyroblastes de glaucophane, base du sommet B. Kwarkouche.

N° 28 A = Schiste quartziteux riche en chlorite, à structure granoblastique. Ouschminsky-Kamen.

N° 7225 = Schiste quartziteux, ouwal qui sépare les deux Wichéra.

N° 7226 = Schiste quartziteux sur la crête de l'Oschi Nior.

Nous avons calculé les formules magmatiques des numéros 5028 et 28 A et obtenu les résultats suivants.

N° 5028

Analyse calculée sur 100 parties.				Quotients.	
SiO_2	=	90,56	1,5093	R_2O % 1,512	
TiO_2	=	0,25	0,0028		
Al_2O_3	=	4,29	0,0420	R_2O_3 % 0,047	
Fe_2O_3	=	0,88	0,0056		
FeO	=	0,22	0,0030		
CaO	=	0,79	0,0140	RO % 0,026	$R_2O + RO$ % 0,062
MgO	=	0,34	0,0085		
K_2O	=	1,21	0,0130	R_2O % 0,036	
Na_2O	=	1,44	0,0230		
		100,00			

Coefficient d'acidité $\alpha = 14{,}41$.
Rapport $R_2O : RO = 1 : 0{,}75$.
Formule magmatique = 31,5 SiO_2 : R_2O_3 : 1,39 RO.

N° 28 A

Analyse calculée sur 100 parties.				Quotients.	
SiO_2	=	84,98	1,416	RO_2 % 1,422	
TiO^2	=	0,55	0,006		
Al_2O_3	=	6,37	0,063	R_2O_3 % 0,065	
Fe_2O_3	=	0,37	0,002		
FeO	=	2,98	0,041		
CaO	=	1,25	0,022	RO % 0,091	$R_2O + RO$ % 0,125
MgO	=	1,13	0,028		
K_2O	=	0,69	0,007	R_2O % 0,034	
Na_2O	=	1,68	0,027		
		100,00			

Coefficient d'acidité $\alpha = 8.82$.
Rapport $R_2O : RO = 1 : 2.67$.
Formule magmatique = 21,87 SiO_2 : R_2O_3 : 1,92 RO.

§ 20. *Les calcaires cristallins.*

Ces roches sont extrêmement développées dans les environs de Choudia, elles forment une assez large bande intercalée entièrement dans les schistes verts, qui commence au flanc Ouest du Joubrechkine et se continue sans interruption jusqu'à quelques kilomètres au Sud des sources de la petite Choudia. Ces calcaires qui sont lités en bancs généralement assez épais, sont presque toujours très cristallins, quelques variétés ont un grain très grossier, d'autres sont plus finement grenues voire même compactes et forment de véritables marbres, on rencontre aussi des types bréchiformes dont les cailloux sont également formés par du calcaire mêlé quelquefois, mais rarement, à des débris de roches quartziteuses verdâtres. La couleur de ces calcaires est blanche, grisâtre, ou aussi légèrement violacée; certaines de ces roches sont bariolées. Nulle part nous n'y avons rencontré des fossiles, dans un puits nous avons une seule fois trouvé un calcaire qui paraissait légèrement bitumineux. En général ces calcaires se distinguent aisément des roches avoisinantes, ils forment presque toujours des affleurements à parois assez abruptes, qui sont partiellement masqués par la forêt; en certains endroits notamment près de la mine de Choudia, les surfaces des couches qui affleurent sont parfois recouvertes d'un enduit de quartz d'un blanc laiteux. Dans la partie septentrionale de la bande, les calcaires ont été fortement comprimés entre le flanc occidental du Joubrechkine et la crête de schistes verts qui lui fait suite vers l'Est, ils sont alors fréquemment feuilletés, souvent même schisteux. Sur le terrain ces roches se distinguent en tout cas nettement comme aspect des dolomies grenues et cristallines du dévonien moyen. L'analyse faite sur un de ces calcaires a montré la composition suivante :

Analyse du calcaire dolomitique de Choudia (variété violacée bréchiforme)

Silice et silicate	=	14.17
$(FeCO_3)$	=	2.17
$CaCO_3$	=	51.16
$MgCO_3$	=	32.62
		100.12

CHAPITRE IV

Formations géologiques. Les terrains sédimentaires

§ 1. Le dévonien inférieur. — § 2. Le dévonien moyen. — § 3. Le carbonifère. — § 4. Les formations quaternaires et contemporaines.

§ 1. *Le dévonien inférieur.*

Le dévonien inférieur qui est si largement distribué dans la région de la Koswa, joue un rôle beaucoup plus effacé dans celle du bassin de la Wichéra et n'y est point représenté par des formations identiques. Sur la Koswa ce dévonien est formé par un complexe puissant de schistes argileux, qui sont en général de couleur foncée grisâtre ou tirant sur le noir, qui sont fréquemment charbonneux et passent alors aux schistes ardoisiers. Ces schistes en bancs généralement très minces, se délitent en plaquettes parfois gaufrées, leur véritable stratification est souvent masquée par le clivage. Ces schistes argileux renferment localement des intercalations de grès quartzeux finement grenus et bien lités, parfois même de véritables quartzites, ou encore, mais plus rarement, des conglomérats à cailloux schisteux et à ciment grèso-schisteux. Tantôt ce sont les grès qui dominent dans la formation, tantôt ce sont les schistes; les grès sont parfois mouchetés de taches plus sombres sur fond gris, les schistes sont souvent veinés de quartz blanc.

Sur la Wichéra, les schistes argileux proprement dits de couleur noire ou foncée, alternent constamment avec des variétés calcaréo-argileuses d'abord pauvres en carbonate de chaux, mais qui peuvent devenir très calcaires et passer insensiblement ou au contraire très brusquement à des calcaires argileux généralement lités en bancs de faible épaisseur, ou encore à des schistes argileux dolomitiques et à des dolomies schisteuses de couleur grisâtre, en bancs minces également. Souvent ces dolomies schisteuses deviennent plus ou moins talqueuses et micacées;

dans certains cas même ces roches sont formées de minces lits de talc alternant avec de fines couches d'une dolomie gris bleuâtre et grenue. Ces dolomies talqueuses que nous avons rencontrées dans un certain nombre de puits faits dans la région du synclinal de la Wichéra nous ont au début beaucoup embarrassé; nous les avions tout d'abord attribuées à la série métamorphique, mais en approfondissant davantage les puits, nous avons pu constater qu'il n'en n'était pas ainsi, et qu'elles représentaient simplement un niveau dans les formations dolomitiques du dévonien inférieur. On rencontre aussi dans le dévonien inférieur des calcaires argileux de couleur foncée, qui renferment des filonnets de calcite blanche cristallisée. Les grès et les conglomérats si fréquents dans le dévonien de la Koswa font ici complètement défaut; des quartzites spéciales ont été rencontrées tout à fait localement près de Nijne et Verkhne-Tschouwal.

Il est difficile d'établir la stratigraphie de ces différentes formations, d'autant plus qu'elles alternent souvent plusieurs fois sur une épaisseur relativement faible, comme on peut le vérifier par exemple sur la Wichéra, à quelques centaines de mètres du confluent de Balchaïa Rassia. En tenant compte des observations faites sur divers affleurements situés sur les rives de la Wichéra et surtout des résultats fournis par nos puits de recherches, il nous paraît que les dolomies schisteuses et les calcaires argileux forment la partie supérieure de la série, tandis que la partie inférieure serait représentée par les schistes argileux et argilo-calcaires; en tout cas les deux horizons sont intimement liés, celui supérieur calcaire est probablement un faciès local du dévonien inférieur. Les différentes formations de cet étage sont d'ailleurs très pauvres en restes organiques, ce qui ne facilite pas leur délimitation. Dans les schistes argileux on ne rencontre généralement pas de fossiles, dans l'horizon calcareo-argileux supérieur on trouve quelques rares Pentamerus, Orthocéras, Pentacrinus et Pleurotomaria toujours assez mal conservés, et peu déterminables. D'après M. Krotow, on a pu reconnaître Pentamerus galeatus et Atrypa marjinalis qui sont caractéristiques.

En général le dévonien inférieur n'apparaît que là où sa couverture de dévonien moyen a été décapée par l'érosion, ou encore là où il a été entamé par le cours de la Wichéra; on le voit affleurer plusieurs fois sur cette rivière entre Violce et Ust-Uls, puis en amont de Verkhne-Tschouwal. Pour délimiter ses contours il faut absolument recourir aux batteries de puits, car dès que l'on quitte les rives de la Wichéra les affleurements cessent et le sol est couvert par la forêt. Les puits que nous avons faits ont montré que les formations du dévonien inférieur étaient beaucoup plus étendues qu'on ne le soupçonnait antérieurement, comme on peut le constater par l'examen de la carte géologique qui figure à la fin de ce volume. Les rapports de ce dévonien avec les schistes verts de la série métamorphique sont assez

peu clairs, faute d'affleurements; en certains endroits le Dl paraît faire complètement défaut, car les dolomies du dévonien moyen reposent directement sur les schistes verts. Ce phénomène que l'on peut observer le long du Violce, a été constaté également à plusieurs reprises par nos lignes de puits, notamment sur la rive gauche de la Wichéra, entre Violce et Nijne-Tschouwal. En d'autres endroits le dévonien inférieur repose sur les schistes verts, nulle part on ne peut voir si les deux formations sont absolument concordantes, mais à en juger par les plongements observés sur les couches qui affleuraient au fond de certains puits très voisins du contact du dévonien avec les schistes, il ne paraît pas en être ainsi.

§, 2. *Le dévonien moyen D2.*

Le dévonien moyen est représenté par des dolomies grenues et saccharoïdes, parfois plus ou moins argileuses, toujours fétides et bitumineuses. Le grain de ces roches est généralement assez grossier, il existe cependant des variétés à grain fin, et d'autres qui sont compactes. Leur couleur est le plus souvent gris-bleuâtre, il en est cependant qui sont absolument blanches et d'autres qui au contraire sont de couleur très foncée. Ces dolomies sont fréquemment caverneuses, leurs cryptes sont alors remplies par de la dolomie blanche cristallisée ou par des cristaux de quartz; d'autres fois elles sont hâchées de fissures qui leur communiquent un aspect bréchiforme, les fragments sont alors ressoudés par de la dolomie blanche cristallisée. Il est difficile, et ce pour des motifs variés, d'établir une succession chronologique dans ces dolomies; d'après ce que l'on peut observer sur certains affleurements le long de la Wichéra, il semble que les variétés noirâtres ou de couleur foncée sont inférieures, et celles grises ou blanchâtres qui viennent au-dessus. Les couches de ces dolomies sont généralement épaisses et souvent assez fossilifères, mais les débris organiques y sont presque toujours très mal conservés, ils forment souvent des taches plus claires sur le fond sombre de la roche. La faune des dolomies est représentée par des crinoïdes, des stromatopores et des coraux; on trouve assez fréquemment Stromatopora concentrica et Favosites basaltica.

Sur la Wichéra il n'est guère possible de marquer la limite entre le dévonien inférieur calcaire D^1 et le dévonien moyen D^2 dolomitique, pratiquement pour délimiter les contours, nous avons fait commencer ce dernier aux dolomies fétides et de couleur généralement foncée qui font suite aux formations calcareo-schisteuses du dévonien inférieur.

Sur les dolomies du D^2 on trouve un horizon de calcaires argileux ou bitumineux plus ou moins feuilletés, qui sont de couleur gris sombre ou noirâtre, et sou-

vent assez fossilifères (Pentamerus baschkyricus, Favosites Goldfussi, etc.). C'est l'horizon $D\frac{2}{2}$ des géologues russes, qui dans la région étudiée est très mal représenté et sans importance. Ces calcaires à Pentamerus sont surmontés par d'autres calcaires grisâtres ou blanchâtres compacts et souvent dolomitiques, qui sont fossilifères sur certains points et renferment Spirifer Anossofi, Atripa réticularis, etc. C'est l'horizon $D\frac{2}{2}$ qui termine le dévonien moyen et qui ne se trouve pas représenté dans la région étudiée.

Les dolomies du D^2 sont presque toujours fortement fissurées; partout où elles sont développées le paysage prend un aspect karstien très caractéristique en dépit de la forêt qui couvre le sol. Les trous, les entonnoirs, et les dolines abondent; leurs parois sont parfois recouvertes d'une épaisse couche d'argile rouge (terra-rossa).

Au point de vue utilitaire, on rencontre quelquefois dans les fissures agrandies en poches du D^2 de la limonite, voire même de l'oligiste (gisement de Koutim); c'est également à la base du dévonien moyen que se trouve l'horizon minéralisé de Tschouwal.

§ 3. *Le carbonifère.*

Il joue un très petit rôle dans la région étudiée et forme la chaine du Zolotoï-Bérésowsky qui délimite celle-ci vers l'Ouest. Il se divise généralement en deux sections à savoir : le carbonifère inférieur C^1 et le carbonifère supérieur C^2 la première seule se rencontre sur le territoire étudié.

Le carbonifère inférieur C^1 débute généralement par un horizon calcaire qui n'affleure que dans les parties profondes des anticlinaux, c'est le niveau à productus mésolobus $C\frac{1}{1}$ formé par des calcaires gris ou noirâtres, d'autres fois blancs ou compactes qui constituent des marbres grossiers quelquefois schisteux ou magnésiens. Cet horizon n'a pas été rencontré.

Il est suivi par des grès quartziteux et de quartzites blanches plus ou moins tachetées par des infiltrations ferrugineuses, puis par des grès micacés toujours charbonneux et des schistes noirs à empreintes végétales. Cet horizon peut pratiquement se subdiviser en deux; l'un argileux contient des couches de houille dans la région de Kizel-Goubakha, l'autre quartziteux très développé sur la Wichéra, est exclusivement formé par des quartzites compactes.

L'horizon des grès est surmonté par celui des calcaires à productus giganteus $C\frac{2}{1}$, de couleur gris blanchâtre, parfois légèrement bitumineux et très fossilifères.

Ces dernier supportent à leur tour les calcaires à spirifer mosquensis qui terminent vers le haut la section du carbonifère inférieur.

Le carbonifère supérieur C^2 est représenté par les calcaires à fusulines. Ceux-ci sont généralement blancs ou gris, parfois noirâtres, riches en silex, et littéralement pétris de fossiles.

Ces différents étages du carbonifère se trouvent tous sur la Wichéra, mais au Sud et surtout à l'Ouest de la région qui fait l'objet de cette étude. Dans la chaîne du Zolotoï-Bérésowky on rencontre exclusivement les quartzites du carbonifère inférieur. Celles-ci sont blanches, saccharoïdes et absolument semblables comme aspect à certaines quartzites de la série infradévonienne. Elles sont litées en bancs plus ou moins épais, et d'un type pétrographique absolument uniforme.

§ 4. *Les formations quaternaires et contemporaines.*

Les formations quaternaires sont principalement représentées par les alluvions anciennes et couvertes des cours d'eau actuels. Celles-ci sont souvent très étendues, et sur les grandes rivières telles que la Wichéra, peuvent mesurer plus d'un kilomètre de largeur. Leur épaisseur oscille entre 3, 7 mètres et même davantage, le matériel qui les compose est naturellement très variable, elles sont fréquemment recouvertes d'une couche plus ou moins épaisse de tourbe. L'âge de ces alluvions est fixé, en effet nous y avons trouvé à plusieurs reprises des molaires encore assez bien conservées d'elephas prémigénius. Les alluvions anciennes des rivières qui s'amorcent dans le voisinage de l'Oural sont très souvent aurifères; plusieurs de ces alluvions ont été ou sont présentement exploitées; tel est par exemple le cas pour la grande et la petite Souria affluents de la Koutim, pour la Samenka, pour la Souria de Kasansky-priisk, pour la grande et la petite Martaïka, etc. La présence de l'or a été également constatée dans les alluvions de la rivière Liampa et de son affluent la Tschornaïa, dans celles du cours supérieur du Violce, dans les alluvions de la Posmog et de la Choudia, puis dans celles de la rivière Nioulas. Il faut encore ajouter que dans tout le bassin supérieur de la Wichéra, nous n'avons jamais trouvé trace de phénomènes glaciaires ni de dépôts de drift bien caractérisés comme tels, et cependant avec le grand nombre de puits que nous avons fait exécuter sur toute la surface de cette région, nous les aurions certainement rencontrés s'ils existaient quelque part.

Quant aux formations actuelles qui sont dues principalement au ruissellement ou à la désagrégation in situ de la roche sous-jacente; elles consistent en dépôts d'argile qui masquent souvent complètement la nature du bed-rock et qui peuvent

en certains endroits atteindre parfois une énorme épaisseur. Tel est par exemple le cas entre Verkne et Nijne-Tschouwal, où certains puits ont traversé une couche de 25 mètres de cette argile sans arriver sur le sol en place. Ces dépôts argileux ne se rencontrent point partout, ils affectent principalement les régions occupées par le dévonien moyen, ce qui laisse penser qu'ils doivent probablement leur origine aux phénomènes de dissolution des calcaires et des dolomies. L'argile de ces dépôts est généralement jaunâtre ou grisâtre, toujours très plastique et ne renferme d'habitude aucun débris. Sur la rive gauche de la Wichéra nous avons cependant plusieurs fois trouvé dans cette argile de gros blocs anguleux de différentes roches dont la nature pétrographique était identique à celle de roches trouvées en place à une certaine distance de là; nous ignorons encore le mode de transport de ces blocs, peut-être est-il dû au fort ruissellement qui se produit au moment de la fonte des neiges.

CHAPITRE V

Répartition des formations et tectonique.

§ 1. Considérations générales sur les formations. — § 2. Les plis dans la région de Koutim. — § 3. Les plis dans la région comprise entre le Violce et la Koutim. — § 4. Les plis dans la région de la haute Wichéra. — § 5. Le synclinal dévonien de la Wichéra.

§ 1. *Considérations générales sur les formations.*

La rareté des affleurements rend la tectonique de la région de la Wichéra particulièrement difficile à établir. Là où les montagnes sont rocheuses, elles sont presque toujours couvertes de grands pierriers, et il est assez rare d'y rencontrer quelques pointements de roche en place sur lesquels il soit possible de relever une direction et un plongement. Là où le terrain est boisé, les affleurements sont rares aussi, on peut même cheminer des journées entières dans la forêt sans en rencontrer. On a, il est vrai, la ressource de faire des puits, mais ceux-ci trop souvent fournissent des indications insuffisantes.

La majeure partie du bassin de la Wichéra est comprise dans les schistes cristallins et vu le manque d'une bonne stratigraphie de ces formations, il n'est guère aisé de reconstituer les plis qui se succèdent de la ligne de partage à la zone synclinale dévonienne. On peut cependant poser en principe que les schistes cristallins sont toujours inférieurs au dévonien. M. de Feodorow, parlant de ces schistes, dit qu'une partie de ceux-ci, du moins ceux qui bordent la Wichéra, reposent sur les calcaires du dévonien inférieur et sont par conséquent plus jeunes que ces derniers. Nous n'avons jamais pu observer quelque chose d'analogue, partout au contraire où nous avons pu voir le contact des schistes cristallins avec le dévonien, le long du Violce notamment où les relations des deux formations sont des plus nettes, nous avons toujours vu les calcaires et les dolomies reposer sur les schistes verts auxquels elles passent parfois latéralement. Sur les innombrables lignes de puits faites sur la Wichéra, nous avons relevé des observations analogues. A Choudia, il est vrai, comme on le verra plus loin, on trouve des calcaires cristallins qui sont manifestement inférieurs aux schistes verts et forment un anticlinal dans ces derniers, mais rien n'autorise à assimiler ces calcaires sans fossiles au dévonien inférieur. Nous pensons au contraire qu'ils doivent être rattachés aux calcaires cristallins interstratifiés dans les schistes et déjà signalés par M. Krotow dans le bassin de la Koswa. D'ailleurs si ces roches étaient dévoniennes, il deviendrait impossible d'expliquer comment à Choudia elles sont inférieures aux schistes verts, tandis que sur le Violce elles sont nettement supérieures. Un second point qui paraît acquis également, c'est la position des quartzites et des conglomérats quartzeux vis-à-vis des schistes; les quartzites sont toujours inférieures aux schistes verts, comme il est aisé de le voir là où le contact des deux roches est accessible. Ainsi sur la crête de Kosmer par exemple qui est le prolongement d'Antipowsky-Grébine vers le Sud, les conglomérats quartzeux percent en boutonnière au milieu des schistes qui forment l'ouwal; les bancs plongent vers l'Est et les conglomérats affleurent au flanc Ouest de l'arête et sont surmontés par les schistes. Des observations analogues peuvent être faites sur l'extrémité Nord du Poyassowoï, puis sur les montagnes de quartzites voisines des sources de la Wichéra (Molebni-Kamen, etc.). On y voit les quartzites s'enfoncer, près de l'extrémité septentrionale des chaînes, sous une couverture de schistes verts qui forment les montagnes qui viennent plus au Nord. Il n'est pas possible d'établir des niveaux déterminés dans ces schistes verts; l'ensemble est plus ou moins quartziteux et passe latéralement aux quartzites.

Quant aux amphibolites albito-épidotiques rencontrées au Nord du Poyassowoï dans le voisinage de la ligne de partage, puis aussi localement sur quelques points des chaînes plus externes, il n'existe pas de critère pour fixer leur position par rapport aux quartzites. M. de Féodorow pense que là où elles se rencontrent, elles

jalonnent la trace des lignes anticlinales et représentent par conséquent le type le plus ancien. Nous n'avons pu faire aucune observation qui tranche la question. Nous avons cependant montré que ces roches d'un type remarquablement uniforme d'ailleurs, proviennent sans doute de roches éruptives et par conséquent intrusives, écrasées et dynamo-métamorphosées. Nous pensons donc que, présentement, pour établir les éléments d'une tectonique encore très élémentaire, il faut accepter la succession suivante qui paraît conforme aux observations que nous avons pu faire :

1. A la base : quartzites.
2. Schistes verts plus ou moins quartziteux de types variés.
3. Dévonien.

Dans la zone cristalline, les plis se succèdent régulièrement de l'Est à l'Ouest sans grandes dislocations apparentes. Il sont généralement régulièrement déjetés vers l'Ouest et forment souvent des voûtes assez plates, comme l'attestent les couches presque horizontales qu'on rencontre souvent sur une assez grande étendue sur la crête de certaines montagnes; quelquefois cependant ils paraissent rompus et même faillés.

Les lignes anticlinales sont dessinées par les affleurements de quartzites et de conglomérats quartzeux au milieu des schistes verts plus ou moins quartziteux de l'horizon supérieur. Ces roches forment une série de boutonnières allongées, qui permettent de poursuivre les plis en direction et de constater que les zones orographiques concordent sensiblement avec les principaux accidents tectoniques.

Les lignes synclinales coïncident généralement avec les grandes vallées longitudinales qui, sur une certaine longueur, sont occupées par les cours d'eau principaux. Tel est par exemple le cas pour le Violce, le Posmog, le Tschourol et la Koutim. Toutes ces rivières, après avoir coulé parallèlement aux chaînes, tournent brusquement vers l'Ouest et coupent celles-ci transversalement en occupant des cluses qui forment de véritables profils naturels.

§ 2. *Les plis dans la région de Koutim.*

Dans le Sud de la région étudiée, c'est-à-dire dans les environs de Koutim, les plis se succèdent assez régulièrement de l'Est vers l'Ouest et, comme nous l'avons démontré dans un précédent ouvrage[1], se raccordent avec ceux qui, plus au Sud, se trouvent au voisinage des sources de Pogwa et de Tépil. En négligeant les accidents secondaires, les grandes lignes anticlinales sont au nombre de cinq à savoir :

[1] L. Duparc et F. Pearce. Recherches géologiques sur l'Oural du Nord. 2me mémoire. *Mémoires de la Société de Physique,* vol. 34, fasc. 5, p. 383, 1905.

I. *L'anticlinal du Poyassowoï:* C'est le premier vers l'Est, il coïncide avec la ligne de partage elle-même. Cette longue chaîne que nous avons surtout explorée dans la partie Sud, est entièrement formée par des quartzites blanches, plus ou moins micacées et compactes, parfois légèrement schisteuses, qui sont analogues à celles trouvées à l'Aslianka et sur d'autres chaînes. Vers l'Est, le Poyassowoï est séparé d'un autre anticlinal de quartzites, celui de Plichivy, par la vallée synclinale de la Soswa; à partir de cet anticlinal, les quartzites disparaissent et les schistes cristallins supérieurs qu'on trouve alors développés sur une vaste étendue, leur font suite vers l'Est.

Aux deux extrémités, la chaîne du Poyassowoï s'abaisse brusquement et les quartzites s'enfoncent sous les schistes et disparaissent également. Les affleurements sont excessivement rares sur le Poyassowoï, partout la montagne est couverte de grands pierriers et les sommets eux-mêmes sont rasés en terrasses et dénués de tous pointements rocheux; c'est donc bien plus par un ensemble de caractères que par l'observation directe des couches et de leurs plongements que l'on peut établir l'existence de cet anticlinal. Sur le flanc Est de la chaîne (du moins dans la région parcourue) nous n'avons trouvé qu'une seule fois un petit affleurement; il est situé à proximité de la laverie Markoff, les couches y sont dirigées N. S. et plongent nettement vers l'Est : Par contre dans la vallée de Liampa, nous avons observé plusieurs affleurements; sur quelques-uns les plongements n'étaient pas distincts, sur d'autres ils étaient au contraire très nets et variaient entre 40 et 45° et toujours vers l'Ouest ou l'Ouest 10° Sud; ces affleurements correspondent à la retombée des couches sur le flanc occidental de l'anticlinal.

La vallée de Liampa elle-même est creusée entièrement dans les quartzites, du moins dans la partie occupée par la source qui coule du Sud au Nord; dans celle où coule en sens inverse la deuxième source de Liampa il paraît qu'on trouve des schistes verts, nous ne pouvons cependant pas l'affirmer n'ayant point remonté cette vallée, mais nous avons lieu de le croire car on voit dans les alluvions de la rivière des débris de ces schistes.

La vallée de Liampa est donc un synclinal qui sépare l'anticlinal du Poyassowoï de celui du Liampowsky qui vient plus à l'Ouest.

II. *Anticlinal du Liampowsky :* Nous avons fait plusieurs excursions au Liampowsky et avons parcouru en détail toute la montagne. Partis tout d'abord de la région supérieure de la vallée de Liampa, nous sommes montés obliquement par le flanc Est sur la crête, que nous avons suivie jusqu'au dernier sommet le plus au Sud de la montagne. Les affleurements font défaut sur le flanc Est où on ne trouve que des pierriers, par contre on en observe quelques-uns sur la crête; ils sont tous disposés sur le bord Ouest de celle-ci. Les couches de quartzites y plongent régulière-

ment vers l'Ouest sous des angles qui varient entre 32° et 50°. Sur le petit pointement rocheux qui couronne le sommet, les couches sont très froissées et il ne nous a pas été possible de relever un plongement ou une direction. De ce sommet nous sommes redescendus obliquement sur le flanc Ouest du Liampowsky et avons campé dans un petit ravin à la limite de végétation. Sur tout ce chemin nous n'avons plus rencontré d'affleurements, mais seulement des pierriers de quartzites. Le lendemain nous sommes remontés sur la crête et sommes parvenus au sommet qui se trouve au Sud de celui visité la veille. Il est formé par une terrasse très large et absolument plate, surmontée par un petit piton rocheux qui s'élève au milieu d'elle comme un signal. Les quartzites qui le composent sont également très froissées et il est impossible d'y relever une direction ou un plongement. Depuis le sommet, nous sommes redescendus dans la vallée de Liampa; sur le bord Est de la crête nous avons observé un tout petit pointement de quartzites sur lequel les couches plongeaient nettement vers l'Est. Dans une troisième excursion nous avons gagné l'extrémité Nord du Liampowsky par une marche oblique sur le flanc Est mais nous n'avons malheureusement pas trouvé d'affleurements nouveaux sur ce flanc, le sol est partout couvert de blocs de quartzites. A l'Ouest du Liampowsky on trouve immédiatement les schistes verts qui constituent entièrement l'ouwal boisé et situé entre cette chaîne et Antipowsky-Grébine, qui vient plus à l'Ouest. Cet ouwal est coupé transversalement par Liampa après la réunion de ses deux sources; les deux tronçons ont été explorés en détail par M. Fuchs, qui y a rencontré exclusivement les schistes. Ceux-ci forment plusieurs affleurements dans le voisinage de la crête; sur le tronçon Nord les plongements sont difficiles à observer et peu nets, sauf dans la partie septentrionale de l'Ouwal où les couches paraissent verticales; sur ce tronçon Sud les affleurements font défaut mais les débris de schistes se trouvent partout dans la forêt. A la base même du flanc Est de l'Ouwal, sur les rives de Liampa, nous avons d'abord observé les mêmes schistes avec un plongement de 60° vers l'Ouest, ils sont donc concordants avec les quartzites qui forment le flanc occidental du Liampowsky; ils se redressent au fur et à mesure qu'on avance vers l'Ouest.

Le Liampowsky-Kamen forme donc un anticlinal parallèle à celui du Poyassowcï et séparé de lui par le synclinal de Liampa. Vers le Sud, les deux anticlinaux sont à peine distincts, et peuvent être considérés comme deux ondulations secondaires dans une grande voûte anticlinale; vers le Nord au contraire ils s'individualisent de plus en plus. Le plongement des couches observé au flanc Ouest du Liampowsky montre que cet anticlinal, suivant la règle générale, est déjeté vers l'Ouest.

III. *L'anticlinal d'Antipowsky-Grébine.* Nous sommes arrivés sur Antipowsky-Grébine par le flanc Ouest de la montagne. Celle-ci est couverte par la forêt, cependant en montant on rencontre sous les arbres de nombreux débris de schistes

quartziteux. La crête est formée par une série d'affleurements rocheux ruiniformes, alignés à peu près Nord-Sud, qui se continuent sur une assez grande étendue. Cette crête forme falaise du côté de l'Ouest ; les rochers sont constitués par des conglomérats à petits galets de quartz blanc, noyés dans un ciment quartziteux plus ou moins abondant. Ces conglomérats ont subi des actions dynamiques intenses ; ils sont froissés, souvent leurs galets sont écrasés, et réduit à l'état de brèches, ou encore étirés en lentilles. Les couches sont dirigées N. S., et plongent invariablement vers l'Est sous des angles de 25 à 35°.

Depuis la crête nous avons piqué directement à l'Ouest à travers la forêt. A une faible distance de la crête les affleurements disparaissent et à partir de ce moment les roches deviennent fort rares, le sol étant partout couvert ; on trouve cependant en certains endroits des débris de schistes verts sous les arbres renversés. Pour rencontrer un affleurement il faut descendre jusqu'à la rivière Uls, là sur une petite crête qui domine la rive droite et qui forme une espèce de petit ouwal, on observe des schistes verts qui sont dirigés N. S. et plongent E. 35°. Les schistes flanquent à l'Est et à l'Ouest les conglomérats de la crête ; Antipowsky forme donc un anticlinal dont le cœur est occupé par ces derniers. Cet anticlinal est déjeté vers l'Ouest et probablement rompu et faillé sur ce flanc, comme le laissent supposer la falaise abrupte que nous avons indiquée et aussi la disposition observée antérieurement à Kosmer, montagne qui est incontestablement le prolongement d'Antipowsky. Quant à la région comprise entre cet anticlinal et celui du Liampowsky elle est évidemment synclinale et formée entièrement par les schistes verts.

IV. *L'anticlinal de Kwarkouche.* Cette immense chaîne est fort intéressante, elle forme, comme nous allons le voir, plusieurs rides distinctes, mais peut être assimilée à un grand anticlinal dans lequel les rides en question représentent des ondulations secondaires. Nous avons fait au Kwarkouche de très nombreuses excursions et avons parcouru cette longue chaîne en tous sens et sur toute son étendue ; il ne sera question ici que de la partie comprise entre son extrémité Nord et les sources de Malma, nous décrirons sommairement les observations que nous avons relevées au cours de nos différentes excursions.

La première ascension au Kwarkouche fut exécutée depuis la rivière Uls, en amont du confluent de la Koutim, en marchant directement à l'Ouest pour gagner le sommet désigné par C. (fig. 1). Les affleurements sont rares pendant la montée, on rencontre généralement des pierriers de quartzites, puis localement un gros dyke de diabase. Le sommet C lui-même est formé par un pointement de ces derniers. Depuis ce sommet, nous avons suivi la crête jusqu'à celui désigné par D, qui vient plus au Sud et qui forme une jolie pyramide très régulière sur laquelle les terrasses dessinent une série de sillons étagés parallèles (fig. 1). Le sommet est

également constitué par les diabases; la crête entre ces deux sommets forme un plateau marécageux sans affleurements.

La seconde ascension au Kwarkouche fut faite en suivant le chemin de vogoules qui part de la rive gauche de l'Uls, en aval du confluent de la Koutim. On monte sur des pentes couvertes de végétation et toujours sans affleurements; çà et là seulement on observe quelques débris de quartzites et de schistes quartziteux. Le chemin aboutit au pied du sommet désigné par A. (fig. 1). Celui-ci est formé de quartzites verdâtres assez chargées de chlorite, qui constituent de grands pierriers toujours sans affleurements. Depuis le sommet nous avons suivi la crête jusqu'à l'extrémité Nord de Kwarkouche. Celle-ci est couverte par la forêt, mais on rencontre partout des blocs de quartzites et parfois même des affleurements. Sur l'un d'eux, la direction des couches que nous avons relevée était N. 30°O. et le plongement 60° au S. E. Ces quartzites se continuent jusqu'aux Oreilles de Pélia, double pointement rocheux qui termine la chaine du côté Nord par un petit sommet bifurqué que l'on distingue déjà de fort loin. Les Oreilles de Pélia sont formées par deux grandes dalles schisteuses qui se dressent au milieu des éboulis; la direction des couches est à peu près Nord-Sud ou N. 25°O., le plongement de 60° vers l'Est. Ces dalles sont formées par des schistes quartzito-séricitiques superposées à des quartzites plus compactes que l'on trouve en blocs éboulés sur les pentes. Depuis les Oreilles de Pélia, nous sommes revenus sur nos pas par le flanc Ouest de la montagne toujours formé par les mêmes quartzites, puis avons regagné la crête et marché directement au Sud, en passant d'abord au pied du sommet rocheux désigné par B (fig. 1) qui est formé par un dyke de diabases, pour arriver au grand ravin qui, sur le flanc Est, se trouve placé entre les sommets appelés D et E (fig. 1). C'est là que nous avions établi un camp général auquel nos différentes équipes venaient se ravitailler. Sur tout le trajet les affleurements font défaut, la crête de Kwarkouche forme un grand plateau herbeux qui est presque toujours marécageux et sur lequel on trouve rarement quelques blocs isolés formés par des schistes albito-chloriteux ou des roches quartziteuses.

Depuis le camp général nous avons marché directement à l'Ouest pour gagner la rivière Pélia sur la partie de son cours qui se trouve encore encaissée dans le Kwarkouche. On traverse d'abord le plateau herbeux sur toute sa largeur sans rencontrer d'affleurements, puis on descend dans le ravin occupé par la rivière. Sur la rive droite de celui-ci, on observe de nombreux blocs de roches quartziteuses qui présentent un aspect gneissique et rubanné. Nulle part le plongement et la direction des couches ne sont visibles. Ce sont ces quartzites que M. Krotow a assimilées à des gneiss inférieurs. Dans le fond du ravin, on trouve un gros dyke de diabase qui forme un monticule assez important séparant deux sources de Pélia qui se réu-

Rochers plongeant à l'Ouest, aux sources de Pélia
sur le Kwarkouche.

Sources de Pélia sur le Kwarkouche.

nissent en aval. Ce diabase est à grain moyen, plutôt fin, et d'une remarquable fraîcheur. La rive gauche du ravin de Pélia constitue un ouwal boisé (B. fig. 10), sur lequel on rencontre des débris de roches schisteuses et quartziteuses, puis quelques blocs de diabase provenant d'un dyke qui traverse ces quartzites. A l'ouest de cet ouwal se trouve une crête rocheuse dentelée (C. fig. 10) formant une arête continue ; elle est séparée de celui-ci par une vallée assez peu profonde dans laquelle il existe une selle qui sépare deux rivières coulant en sens inverse ; l'une est un affluent de Pélia, l'autre appartient sans doute au bassin de Jazwa. Cette crête fait encore partie du Kwarkouche ; elle est formée par des conglomérats quartzeux dont les galets varient de la dimension d'une noisette à celle du poing. Le ciment est violacé et siliceux ; la roche est absolument identique aux conglomérats du niveau

Fig. 10. — Vue des rides à l'Ouest de Kwarkouche, depuis le Zolotoï-Kamen, vers l'Est.
A = Kwarkouche. — B = Arête qui forme la rive gauche du ravin de Pélia. — C = Crête de conglomérats à l'Ouest de B. — D = Deuxième arête à l'Ouest de C. — E = Premier plan, sommet de Zolotoï-Kamen.

inférieur des quartzites. Les bancs bien lités mesurent de 1 à $1^{m}5$ d'épaisseur, ils dessinent une voûte très plate, qui est cependant nettement déjetée vers l'Ouest et rompue de ce côté. La direction des couches est N. S. ou même N. N. O. S. S. E., sur la crête même le plongement relevé est de 10° vers l'Est. Nous avons traversé cette même crête plus au Sud dans une autre ascension faite depuis les sources de Pélia, elle n'est plus en cet endroit formée par les conglomérats mais par des diabases à grain fin. Vers le Nord, cette crête s'abaisse rapidement et disparaît dans la topographie. A l'Ouest de la crête des conglomérats on voit une deuxième arête rocheuse D qui est la dernière que l'on rencontre avant d'arriver à la grande vallée qui sépare le Kwarkouche de la chaîne du Zolotoï-Kamen. Celle-ci est également formée par des conglomérats identiques, dont les bancs bien lités et dirigés N S ou N. 16°O. plongent de 58° vers l'Est. Elle constitue certainement une seconde ride anticlinale parallèle à la précédente, déjetée comme elle vers l'Ouest et sans doute

rompue de ce côté. Nous avons traversé la vallée synclinale qui sépare ces deux rides dans la partie supérieure et n'avons trouvé dans la forêt que des blocs de conglomérats; cependant dans une autre course, nous avons traversé cette même vallée beaucoup plus au Sud; elle est occupée en cet endroit par une rivière qui coule du Nord au Sud sans doute dans le bassin de Jazwa. Dans les alluvions de cette rivière nous avons rencontré des blocs de conglomérats et aussi de schistes verts du niveau supérieur; ceux-ci doivent donc se trouver dans le synclinal situé entre les deux crêtes dont il vient d'être question.

Dans une troisième exploration nous sommes arrivés par le Kwarkouche toujours par le flanc Est, mais beaucoup plus au Sud. Après avoir traversé l'extrémité Sud d'Antipowsky, nous avons recoupé la rivière Uls et suivi une ligne d'exploitation dans la forêt presque sur la crête de la montagne. Les affleurements comme toujours sont très rares et presque partout le sol est recouvert par la végétation; cependant çà et là on trouve quelques clapiers de quartzites schisteuses, puis de quartzites blanches. Nous sommes arrivés un peu au N.E. du sommet désignée par F (fig. 1) où nous avons fait un premier camp tout près d'un petit monticule formé par des blocs de quartzite. A mi-hauteur de celui-ci, sur un affleurement de roche en place, nous avons relevé la direction N. 10°O., avec un plongement de 60° vers l'Ouest. Le sommet du monticule est formé par un plateau qui se raccorde avec celui de la crête de Kwarkouche. A 300 mètres environ à l'Est, on voit un petit pointement de diabases, qui paraissent avoir été plissés dans les quartzites, et qui à distance semblent lités et former une voûte. De là nous avons fait l'ascension du sommet F qui est en diabases. A une petite distance de celui-ci, on trouve un affleurement de schistes verts à nodules quartziteux qui entrent en contact avec les diabases. Ils sont dirigés N. 15°O. et plongent O. 70°. Nous avons alors marché au Sud Ouest pour gagner les sources de Pélia. Cette rivière s'amorce dans une patte d'oie formée par 5 ravins distincts. Nous avons établi notre camp dans le second de ces ravins que l'on rencontre venant du sommet F vers l'Ouest. Là on trouve un très bel affleurement de schistes verts qui sont dirigés N 35 O et plongent de 70° à l'Ouest. Ces schistes tournent, et dessinent nettement le flanc occidental et une partie de la tête d'un anticlinal; ils surmontent des quartzites blanches et compactes, qui passent aux schistes par des variétés intermédiaires. Ces schistes verts sont donc supérieurs, et forment un synclinal sur le plateau terminal de Kwarkouche.

Au Sud des ravins occupés par les sources de Pélia, le grand plateau de Kwarkouche atteint sa plus grande largeur; il est toujours très marécageux et dominé par plusieurs petits sommets isolés, peu élevés, rasés en terrasses. Les deux qui se trouvent sur le bord Est de la chaine et que nous avons désignés par α et β (fig. n° 11) sont formés par des quartzites et des schistes verts, les deux autres γ et δ par les

diabases. Sur le plateau il n'existe pas d'affleurements, cependant près du premier sommet α, on trouve dans une dépression de nombreux blocs de conglomérats cristallins quartzeux du niveau inférieur. De même un peu à l'Est du sommet γ, il existe un gros pointement rocheux formé par quatre gigantesques blocs de quartzites micacées blanches, dont les couches plongent de 30 à 40° vers l'Ouest. En continuant à marcher au Sud, nous avons croisé le grand ravin occupé par les sources de Malma, puis sommes redescendus par le flanc Est de la chaîne dans la vallée comprise entre celle-ci et la partie Nord de la crête de Kozmer. A plusieurs reprises, nous avons trouvé des affleurements de schistes verts plongeant toujours vers l'Est.

Dans une dernière exploration du Kwarkouche, faite surtout en vue de vérifier un certain nombre d'observations relevées dans les excursions précédentes,

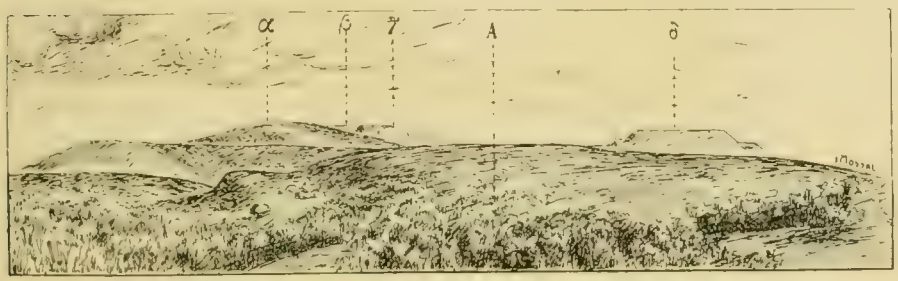


Fig. 11. — Vue générale des sommets α, β, γ et δ depuis le plateau du Kwarkouche.

nous sommes montés toujours par le flanc Est, en suivant un autre chemin de Vogoules qui part de la rive gauche d'Uls à 3 kilomètres en amont du confluent d'Uls et de la Koutim. Sur la première partie de la montée, on trouve des schistes quartziteux verdâtres, puis plus haut près de la crête, des quartzites plus ou moins micacées et compactes qui sont développées au voisinage du sommet B (fig. 1) au pied duquel aboutit le chemin.

Des différentes observations qui précèdent on peut déduire ce qui suit :

La chaîne de Kwarkouche, du moins dans sa partie septentrionale, est formée par plusieurs anticlinaux successifs de quartzites et de conglomérats séparés les uns des autres par des synclinaux occupés généralement par des schistes quartziteux. Dans la région voisine des sommets D et F (fig. 1), il existe au moins quatre de ces anticlinaux. Le premier est celui qui est développé sur la partie Est de la chaîne, et dont le flanc occidental constitue les couches qui affleurent dans le ravin de Pélia. Le second est sans doute formé par les quartzites qui réapparaissent à l'Ouest des

schistes verts qui flanquent le premier anticlinal et qui sont développés sur une certaine largeur sur le plateau de Kwarkouche. Nulle part, il est vrai, on ne voit des couches en place, mais la présence des quartzites dans l'ouwal qui encaisse la rive gauche de Pélia rend la présence de cet anticlinal très vraisemblable. Le troisième anticlinal est formé par la crête de conglomérats cristallins qui vient immédiatement à l'Ouest du ravin de Pélia (crête C fig. 10); quant au quatrième, il constitue la deuxième crête D des mêmes conglomérats qui fait suite à la précédente vers l'Ouest, les deux derniers anticlinaux sont certainement rompus sur le flanc qui fait face à cette direction.

Vers le Nord, comme nous l'avons vu, la chaîne du Kwarkouche se rétrécit, et les deux anticlinaux les plus occidentaux disparaissent. Les deux autres se continuent probablement jusqu'à l'extrémité septentrionale de la montagne, mais vu la rareté des affleurements il n'est pas possible de l'affirmer. En tout cas, l'excellente coupe que l'on peut relever sur la rive droite de la cluse de l'Uls montre qu'à l'endroit où les schistes quartziteux disparaissent et s'enfoncent sous les dolomies du synclinal de la Wichéra ils ne sont pas plissés en voûte unique, mais présentent une série de contournements toujours déjetés vers l'Ouest. Toute la chaîne est pour ainsi dire criblée de dykes de diabase plus ou moins volumineux, qui forment généralement les sommets qui sont distincts sur la montagne.

La vallée comprise entre le Kwarkouche et Antipowsky est synclinale et occupée par la rivière Uls. Dans la partie Sud, cette vallée est entièrement formée par les schistes verts du niveau supérieur qui plongent toujours vers l'Est, mais à une faible distance au Nord de la ligne d'exploitation de forêt dirigée Est-Ouest qui va d'Uls au sommet d'Antipowsky, on rencontre déjà les dolomies du synclinal de la Wichéra qui reposent sur les schistes verts et qui se poursuivent sans discontinuer jusqu'à l'extrémité nord du Kwarkouche.

V. *L'anticlinal du Zolotoï-Kamen.* La chaîne de Zolotoï est celle qui limite vers l'Ouest la région étudiée. Pour y parvenir depuis le Kwarkouche, nous avons, marchant directement vers l'Ouest, successivement traversé les crêtes B, C et D (fig. 10) dans leur extrémité Sud, puis la vallée qui sépare le Kwarkouche du Zolotoï. Cette vallée est couverte par la forêt, elle n'est pas plate, mais présente plusieurs petites ondulations sous forme d'ouwals distincts. Sur le flanc Ouest de la crête nous n'avons pas trouvé d'affleurements de roche en place, mais par contre sous les arbres renversés, nous avons fréquemment observé des débris de schistes verts. Nous avons ensuite traversé successivement deux ouwals formés par les mêmes schistes. Le plus occidental est le plus élevé; une assez grosse rivière, qui coule vers le Sud, en baigne le pied. Après avoir traversé cette rivière, nous sommes montés directement au Zolotoï-Kamen que nous avons abordé dans sa partie Sud.

On rencontre chemin faisant à chaque pas, des blocs de quartzites blanches très compactes, analogues comme faciès à celles de Poyassowoï, mais qui ici sont carbonifères; les affleurements toutefois font défaut sur le flanc Est de la montagne. Sur la crête par contre ils ne sont pas rares; nous avons suivi celle-ci sur plusieurs kilomètres, en marchant directement au Nord, et sommes descendus dans une vallée formant col où nous avons croisé une nouvelle rivière coulant au Sud-Ouest. Nous sommes ensuite remontés sur la crête, que nous avons continué à suivre jusqu'au col qui se trouve plus au Nord. Sur tout le trajet, nous n'avons rencontré que des quartzites qui forment des nombreux affleurements échelonnés sur la montagne. Sur le bord Est de celle-ci, les couches plongent généralement à l'Est, mais faiblement; dans la partie médiane elles sont horizontales, et sur le bord Ouest de la crête elles plongent presque toujours à l'Ouest. Ces observations, que nous avons pu contrôler à fois réitérées, montrent que le Zolotoï-Kamen forme une voûte de quartzites dont la clef coïncide sensiblement avec la crête de la montagne. Cette voûte est, nonobstant les plongements observés, assez plate et conformément à la règle générale, déjetée également vers l'Ouest.

Depuis le col dont il vient d'être fait mention, nous sommes remontés sur la crête en continuant à marcher au Nord; sur le bord Est de celle-ci, nous avons encore rencontré plusieurs affleurements de quartzites plongeant Est 25° à 30°, puis nous avons regagné la vallée de Pélia en descendant par le flanc oriental du Zolotoï.

Comme la géologie de cette vallée est assez obscure et difficile à établir faute d'affleurements, nous avons fait exécuter plusieurs lignes de puits à travers celle-ci.

La première de ces lignes suit la magistrale établie pour l'exploitation des forêts, qui passe à 2 $^1/_2$ kilomètres en aval du confluent de l'Uls et de la Koutim. Elle franchit l'extrémité Nord de Kwarkouche près des Oreilles de Pélia, descend dans la vallée, traverse un ouwal qui sépare la Pélia de la rivière Zolotanka, et continue ensuite à travers une région marécageuse jusqu'au Zolotoï. Les puits ont rencontré d'abord les quartzites schisteuses développées au flanc Ouest du Kwarkouche, puis, sur une certaine étendue, des schistes calcaires noirâtres se délitant en plaquettes qui appartiennent au dévonien inférieur, ensuite les dolomies grises et cristallines du dévonien moyen, et enfin les quartzites carbonifères du flanc Est du Zolotoï. La deuxième ligne commence au bord de Pélia, entre les quartals 248 et 270. Elle franchit d'abord un premier ouwal formé par des diabases, puis un second ouwal situé entre les deux bras de la rivière Zolotanka, et se termine dans

[1] On donne le nom de quartals à des carrés découpés dans la forêt par deux systèmes de lignes parallèles orientés Est-Ouest et Nord-Sud. Ces carrés qui sont numérotés et mesurent 2 à 4 kilomètres de côté, servent à l'exploitation des forêts.

une zone marécageuse entre les quartals 245-267. Après les diabases qui font immédiatement suite aux formations du Kwarkouche, la ligne traverse des schistes calcaires du D^1, puis les calcaires dolomitiques du D^2 et finit dans les quartzites. Le massif de diabases est celui qui arrive jusqu'à l'Uls et qui est traversé par cette rivière.

La troisième ligne commence au bord de l'Uls, entre les quartals 202-223. Elle traverse un premier ouval, puis une petite vallée et s'élève ensuite sur le flanc Est de l'extrémité Nord du Zolotoï. Elle rencontre d'abord les dolomies grises du D^2, puis les calcaires schisteux noirâtres du D^1 et ensuite de nouveau les dolomies; elle s'arrête dans les quartzites carbonifères.

Il résulte de ces différentes observations qu'entre l'anticlinal du Zolotoï et celui de Kwarkouche, il existe une zone synclinale occupée par les formations du dévonien inférieur et moyen qui recouvrent ici les schistes verts. Ces formations ne se continuent pas bien loin vers le Sud, puisque nous ne les avons plus rencontrées dans la traversée faite depuis les sources de Pélia en marchant directement à l'Ouest; là, en effet, ce sont les schistes verts qui paraissent entrer en contact avec les quartzites. Vers le Nord, au contraire, la bande dévonienne s'élargit et se réunit à celle qui occupe le synclinal de la vallée de l'Uls pour former la zone dévonienne de la Wichéra que nous étudierons plus loin. Le grand synclinal qui forme cette zone se bifurque donc à sa rencontre avec l'extrémité Nord de Kwarkouche, mais les formations du dévonien cessent assez rapidement vers le Sud dans les deux vallées d'Uls et de Pélia, de sorte que la grande bande dévonienne qui s'étend de la rivière Tepil à la Wichéra éprouve une solution de continuité.

Quant au contact des schistes verts et du dévonien avec les quartzites carbonifères du flanc oriental de l'anticlinal du Zolotoï, il est probable qu'il est anormal et se fait par une dislocation. Malheureusement le terrain étant partout couvert et les affleurements faisant constamment défaut, le véritable caractère de cette dislocation est impossible à établir.

§ 3. *Les plis dans la région comprise entre le Violce et la Koutim.*

La tectonique des chaînes qui font suite vers le Nord à celles qui sont développées sur la région qui avoisine Koutim est encore très obscure. Tout d'abord cette contrée est très étendue et son étude détaillée demanderait un temps considérable et de grands efforts, ensuite les affleurements sont rares et il faut suppléer à leur manque par de nombreuses batteries de puits, ce qui est long et fort coûteux. Nous avons fait exécuter de ces batteries sur le bord occidental de

la zone des schistes cristallins, mais dans l'intérieur de celle-ci nous ne possédons que les observations qui ont été relevées au cours de différentes excursions locales ou faites à travers toute cette zone, depuis la bordure orientale du synclinal dévonien de la Wichéra jusqu'à la ligne de partage. Il faut donc considérer ce qui va suivre bien plus comme une contribution à la connaissance de la tectonique de cette région que comme une étude complète de celle-ci. Nous allons d'abord donner in extenso les résultats des courses et des travaux effectués dans la contrée et nous tirerons ensuite les conclusions qui s'en dégagent au point de vue de la tectonique.

Nous avons d'abord, à deux reprises, traversé toute la série des rides qui s'échelonnent de l'Ouest à l'Est depuis le synclinal dévonien de la Wichéra jusqu'à la ligne de partage. Partis de Verkne-Tschouwal, nous avons d'abord suivi le sentier de Vogoules qui passe par le col de cette montagne, puis nous sommes montés sur la crête que nous avons parcourue du Sud au Nord jusqu'au delà du grand ravin qui, sur le flanc occidental, est occupé par un petit affluent de la Wichéra. La montagne forme un assez large plateau qui rappelle celui de Kwarkouche; elle est entièrement constituée par des schistes verts, qu'on trouve en débris à la surface du sol. Les affleurements sont rares; sur le petit sommet qu'on voit immédiatement au Nord du ravin indiqué, il existe quelques pitons rocheux formés par des schistes plongeant à l'Est de quelques degrés. La présence sur la crête de schistes presque horizontaux et celle des mêmes schistes en couches très redressées sur le flanc Ouest du Tschouwal semblent indiquer que cette montagne forme une zone anticlinale déjetée vers l'Ouest, et probablement accompagnée d'ondulations secondaires. Cette zone anticlinale est localement traversée par des percées de diabases du type ordinaire, car à plusieurs reprises on rencontre des débris de ces roches mêlés à ceux des schistes.

Depuis le col du Tschouwal nous sommes descendus dans la vallée qui lui fait suite vers l'Est; elle est occupée par un petit cours d'eau dans le lit duquel on trouve des quartzites. De là, marchant directement à l'Ouest, nous avons gravi un ouwal qui sépare la chaine de Martaïsky de celle du Tschouwal (fig. 12). Sur le flanc Ouest de celui-ci on observe des cailloux de diabase, mais l'ouwal lui-même est entièrement en schistes verts d'un type quartziteux; il nous été impossible de trouver un affleurement permettant de relever une direction et un plongement. Cet ouwal est baigné sur son flanc Est par le Violce; après avoir traversé cette rivière nous avons fait l'ascension du Martaïsky qui se trouve sur sa rive gauche. Dès le début, on rencontre les quartzites blanches et compactes qu'on ne quitte plus jusqu'au sommet. La montagne tout entière est formée par les mêmes roches comme nous avons pu le constater en suivant la crête du Sud au Nord, mais nulle

part nous n'avons réussi à voir des couches en place, sauf cependant sur la quatrième terrasse comptée à partir du sommet et sur le flanc Ouest; là sur un tout petit affleurement, nous avons pu constater un plongement Ouest des couches. Les quartzites de Martaïsky sont en de nombreux endroits traversées par des diabases, nous en avons rencontré sur le flanc Ouest, puis à la base du sommet principal de la chaîne, et enfin sur le flanc Est près du grand ravin qui descend sur la Martaïka. Les dykes sont peu importants, à en juger par la faible superficie occupée par les affleurements de blocs de diabase.

Nous avons ensuite traversé la chaîne de Martaïsky et avons, sur quelques kilomètres, remonté le cours de la Martaïka qui coule vers le Sud sur le flanc Est de cette montagne, puis nous avons alors marché directement à l'Est pour traverser

Fig. 12. — Vue générale de la chaîne de Martaïsky depuis le Tschouwal.
A, B, C, D, etc. = Divers sommets sur la chaîne. Au premier plan le Tschouwal. Au second plan ride boisée entre le Tschouwal et le Martaïsky.

le grand ouwal boisé qui sépare le Martaïsky de la ligne de partage. Cet ouwal (qui s'appelle Khapkartne-Tump) (fig. 13) se compose de plusieurs petites crêtes plus ou moins parallèles, découpées sans doute par l'érosion fluviale. La première que l'on rencontre en venant de l'Ouest est formée par des quartzites identiques à celles du Martaïsky. La seconde qui est sensiblement de même élévation que la première, est constituée par des schistes quartziteux qu'on trouve en débris sous les arbres renversés. La troisième, qui est séparée de la précédente par une petite rivière coulant vers le Sud, est un peu moins élevée; on y rencontre quelques pointements de quartzites blanches qui plongent vers l'Est. La quatrième enfin, qui est séparée de la troisième par une nouvelle rivière coulant toujours au Sud, est formée par des schistes verts. Nous n'avons il est vrai pas rencontré d'affleurements de ces différentes roches, mais seulement des débris dispersés dans la forêt. La rivière Posmog coule sur le flanc oriental de cette dernière crête dans une vallée encaissée à l'Est par le grand Ouwal prolongement de la chaîne du Poyassowoï, qui forme également ici la ligne de partage. A l'endroit où nous avons traversé cette vallée, nous avons

trouvé un ancien campement de laveurs d'or; dans les déblais de plusieurs puits foncés en vue de la recherche de filons de quartz aurifère nous avons constamment trouvé des débris de schistes verts.

Depuis la vallée de Posmog nous avons gravi la pente du flanc Ouest de la ligne de partage. L'Ouwal qui la constitue est élevé et boisé; près de la ligne de faite la végétation cesse pour faire place à des prairies tourbeuses. A une faible distance de la rive gauche de la rivière Posmog nous avons rencontré, à flanc de coteau, des grands puits qui, à en juger par la quantité de déblais, doivent être assez profonds. Ces déblais sont entièrement formés par des schistes verts très quartziteux et pyriteux du type décrit au N° 7014. A partir de cet endroit les affleurements font défaut sur le flanc Ouest de la ligne de partage, çà et là on

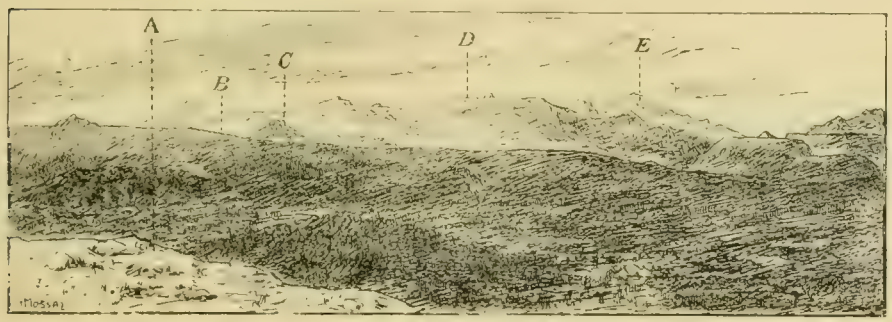


Fig. 13. — Vue générale des chaînes, entre la ligne de partage de la Martaïsky, de l'Est à l'Ouest.
A = Ligne de partage. — B = Khapkartne-Ouwal. — C = Petit ouwal accessoire entre B et la Martaïsky. — D = Chaine de Martaïsky-Kamen. — E = Toulimsky-Kamen.

trouve quelques blocs de schistes épars dans la forêt. Sur la crête même ces blocs sont nombreux et appartiennent au type décrit au N° 7015 qui parait banal ici. Nulle part on ne voit les quartzites blanches si développées plus au Sud dans la chaine, et en descendant sur le flanc Est de l'Oural on ne trouve dans la forêt que des débris de schistes verts de types variés, mais jamais d'affleurements.

Nous avons traversé la grande vallée occupée par les sources d'Iwdiel et fait l'ascension du Tari Nior (fig. 3 et 4) qui est entièrement formé par des gabbros dont nous ne dirons rien ici, cette montagne se trouvant en dehors de la région décrite dans cet ouvrage. Depuis le Tari Nior, marchant au Sud-Ouest, nous avons traversé une seconde fois la ligne de partage, mais à quelques kilomètres plus au Sud. Après avoir quitté la vallée de Malaïa Iwdiel nous avons d'abord gravi un premier contrefort formant un petit ouwal distinct sur lequel se trouvent quelques beaux affleurements de roches vertes plus ou moins schisteuses et feldspathiques,

qui sont les amphibolites albito-épidotiques décrites dans les numéros 7023 à 7026. A la base et sur les pentes de l'Ouwal les roches sont compactes, sur la crête elles deviennent plus schisteuses. Nous avons continué à marcher au Sud-Ouest, après avoir rencontré une petite rivière coulant vers le Sud, avons traversé un nouvel ouwal formé toujours par les mêmes roches vertes (N^{os} 7027 à 7029), puis après être redescendus dans un petit lojok, nous sommes arrivés sur la ligne de partage elle-même (fig. 14) qui est pelée et couverte de pâturages au milieu desquels émergent de nombreux blocs isolés, mais jamais d'affleurements. Les blocs rencontrés sont encore des amphibolites plus ou moins albitiques, figurant sous les numéros 7030 et 7031. Nous avons alors suivi la ligne de partage du Sud au Nord, en utilisant un chemin de vogoules qui en longe la crête. A plusieurs reprises

Fig. 14. — Vue du prolongement Nord du Bieli-Kamen et de la cluse du Posmog depuis la ligne de partage.
A = Ligne de partage. — B et B = Sommets sur la crête qui prolonge le Bieli-Kamen vers le Nord.
D = Cluse du Posmog. — C = Youbrechkin-Kamen.

on croise des affleurements formés par des schistes verts. Les couches en sont dirigées NS et plongent généralement de 32 à 40° vers l'Est. Ces schistes sont d'un type siliceux, les lits de quartz y abondent en effet et des débris de quartz sont nombreux sur le sol, les amphibolites précédemment indiquées se trouvent donc sur le flanc Est de la ligne de partage et n'arrivent jusqu'à la crête que dans la partie Nord de celle-ci. Nous avons suivi la ligne de partage jusqu'au petit sommet qui se trouve à l'Est ou mieux légèrement au Nord-Est par rapport à celui du Bieli-Kamen et sommes alors descendus dans la vallée qui sépare l'Oural de cette montagne; en route nous avons à plusieurs reprises, rencontré sur le flanc Ouest de la ligne de partage des affleurements de schistes verts presque verticaux, ou plongeant légèrement à l'Ouest.

Le Bieli-Kamen, de la base au sommet, est entièrement formé par des quartzites blanches analogues à celles du Poyassowoï; les mêmes roches se continuent fort loin sur la crête au Nord et au Sud du sommet principal, comme nous avons pu nous en assurer directement. Il est certain en effet que l'ouwal désigné par C

sur la fig. n° 6 qui est le prolongement septentrional du Bieli-Kamen, est formé par ces quartzites et les observations relevées au cours de la traversée depuis le Martaïsky-Kamen à la ligne de partage montrent que ces quartzites se retrouvent, en mince bande il est vrai, bien plus loin encore vers le Nord ; elles forment donc une très longue bande ou une sorte d'ellipse très allongée dont le grand axe est parallèle à la direction générale des chaines. Vers le Sud, elles arrivent sans doute jusqu'à la rivière Koutim, mais nous ne l'avons pas directement vérifié.

Depuis le Bieli-Kamen, nous avons tout d'abord marché directement à l'Ouest pour gagner la vallée qui sépare cette montagne de la crête et de la pyramide de Choudi-Pendisch ; sur tout le flanc Ouest et même dans le fond de la vallée qui est occupée par un cours d'eau coulant au Sud, nous n'avons rencontré que des blocs de quartzites ; par contre, sur la crête de Choudi-Pendisch que nous avons traversée obliquement, en marchant un peu au Nord-Ouest, nous avons, à plusieurs reprises, constaté la présence de blocs ou d'affleurements de schistes quartziteux, qui paraissent former la totalité de la partie Nord de cette crête ; il ne nous a pas été possible de relever une direction ou un plongement. Nous sommes arrivés ensuite sur la cluse du Violce, en amont du Youbrechkine, et avons suivi la berge gauche de la rivière qui fournit un excellent profil naturel. Sur les deux rives, en effet, on observe de nombreux affleurements de schistes verts plongeants E. 60°, et sur les falaises qui dominent la cluse on voit des filons de diabase qui font saillie tandis que les schistes moins résistants ont été érodés et forment les ravins.

La structure du Youbrechkine et celle des crêtes qui plus au Sud encaissent les deux rives de la Choudia, ont été étudiées très complètement, nous en parlerons longuement plus loin à propos du minerai de Choudia, ce qui dispense d'entrer ici dans les détails. Le Youbrechkine est formé par un gros dyke de gabbro qui perce les schistes, quant aux deux crêtes qui encaissent les rives de la Choudia, on y rencontre des schistes verts quartziteux plongeant à l'Est, mais avec des intercalations de calcaires cristallins que l'on voit développés près de la mine de Choudia et sous le flanc Ouest du Youbrechkine.

C'est dans une autre excursion, faite depuis cette mine, que nous avons étudié la curieuse constitution de la pyramide qui s'élève au-dessus de la crête de Choudi-Pendisch. Pour cela, après avoir traversé la rivière Choudia, nous avons marché dans la direction du Sud-Sud-Est à travers la forêt qui couvre les pentes. Les affleurements font ici totalement défaut et nous n'avons qu'exceptionnellement trouvé quelques débris de schistes verts sous les arbres renversés. La roche en place apparaît immédiatement à la base de la grande pyramide ; elle est représentée par des quartzites blanches plus ou moins rubannées et micacées. A mi-hauteur apparaissent des quartzites compactes et des conglomérats quartzeux dont les galets sont de la

grosseur de la tête à celle du poing; jusqu'au sommet on ne trouve pas d'autres roches. Le sommet lui-même est formé par une crête assez tranchante sur la partie Sud de laquelle on observe quelques petits bancs rocheux redressés qui forment comme autant de dents sur la crête, la direction des couches est fort difficile à établir, le plongement paraît de 40° à peu près au S. E. La pyramide tout entière est formée par les mêmes quartzites et conglomérats qui percent donc en boutonnière au milieu des schistes cristallins qui forment l'arête de Choudi-Pendisch. Depuis la grande pyramide, nous sommes rentrés sur Choudia en marchant directement du Sud au Nord suivant une ligne d'exploitation de forêt; les affleurements cessent dès qu'on quitte la base de la pyramide, on ne rencontre plus chemin faisant que quelques débris de schistes verts quartziteux sous les arbres renversés.

Les crêtes qui prolongent celles de Choudia vers le Sud ont été étudiées en 1906 par une série de batteries parallèles de puits. Ces batteries qui partaient toutes de la Wichéra, étaient développées sur plus de 15 kilomètres, elles suivaient toujours les lignes appelées « ramki » dirigées Est-Ouest qui sont tracées dans la forêt pour en régler l'exploitation. La première de ces batteries coïncide avec la ligne magistrale qui passe un peu au Nord de la pyramide de Choudia, elle débute à la source même de la petite Choudia. Depuis la faible dépression occupée par cette source en allant de l'Est à l'Ouest, la ligne monte d'abord sur le flanc oriental d'un premier ouwal formé entièrement par les schistes verts qui plongent Est de 25° à 30°. Cet ouwal est rasé en terrasse et terminé par un plateau qui mesure plus d'un kilomètre de largeur sur lequel on ne voit aucun affleurement. Les schistes ne réapparaissent que sur le flanc Ouest de l'ouwal qui est assez abrupt et domine une vallée assez encaissée occupée par la Rassia; sur les affleurements rencontrés, les schistes plongent Est 25°, ils sont riches en quartz. Depuis la rivière la ligne remonte sur le flanc oriental de l'ouwal qui forme le Rassinsky-Kamen et passe à 3 ou 4 kilomètres au Nord du sommet principal; partout on rencontre des affleurements de schistes verts plongeant constamment à l'Est de 30 à 35°. Les mêmes schistes se retrouvent sur la crête et sur le flanc Ouest de l'Ouwal jusqu'au contact avec les formations dévoniennes de la Wichéra, le plongement des couches se fait invariablement vers l'Est, il oscille entre 20 et 30°.

La deuxième batterie qui se trouve à 4 kilomètres au Sud de la précédente, fournit des résultats analogues; elle passe seulement plus près du sommet du Rassinsky-Kamen qui est formé par des schistes quartziteux plongeant à l'Est.

La troisième batterie située à 2 kilomètres au Sud de la deuxième, traverse également sur presque toute son étendue des schistes quartziteux, mais sur le flanc Ouest de la crête qui prolonge le Rassinsky vers le Sud, on voit apparaître les conglomérats quartzeux en bancs lités qui plongent faiblement à l'Est. Plus au Sud

encore, ces mêmes conglomérats acquièrent un développement considérable et forment le Kyrinsky-Kamen, qui peut être regardé comme le prolongement immédiat du Rassinsky. Sur la quatrième batterie qui est également distante de deux kilomètres de la précédente, ils apparaissent en effet immédiatement à l'Est du dévonien du synclinal de la Wichéra, et sont développés sur tout le flanc occidental de la crête du Kyrinsky. Au sommet de celle-ci, et un peu au Nord du point culminant, les conglomérats supportent des schistes verts qui plongent comme eux Est 35°, mais plus à l'Est, ils réapparaissent à plusieurs reprises.

La cinquième batterie toujours distante de 2 kilomètres de la précédente, montre une disposition analogue; elle part de la rive droite de l'Uls, à peu près à la hauteur d'Ust-Uls, et s'arrête sur le flanc Ouest du Kyrinsky-Kamen. A partir de la limite du dévonien du synclinal de la Wichéra, elle suit une région plate et marécageuse puis monte sur la pente Ouest de la montagne; tous les puits n'ont rencontré que les conglomérats quartzeux. Le sommet principal du Kyrinsky se trouve un peu au Nord-Est de l'extrémité de cette ligne; il présente de nombreux affleurements de conglomérats quartzeux qui forment parfois des falaises de 20 mètres de hauteur; leurs couches plongent O 35° sur le flanc Ouest de la crête et sont presque horizontales au sommet. La disposition des affleurements montre que le Kyrinsky forme la partie occidentale d'une grande voûte érodée; depuis le sommet de cette montagne on peut constater tout d'abord qu'elle est le prolongement immédiat de l'extrémité Nord de Kwarkouche et qu'elle se soude du côté de l'Est au Lépelsky-Kamen, lequel se prolonge vers le Sud par une crête qui présente de nombreux pitons rocheux. Les schistes verts qui les constituent sont dirigés N 25°O et plongent E 60; sur la pente Est de cette crête on trouve des blocs de conglomérats quartzeux qui forment le soubassement de ces schistes. La source occidentale de la Muika coule à la base du flanc Est de cette crête, elle est séparée de la source orientale par un ouwal assez bas, qui s'élève vers le Nord, et qui forme la montagne appelée Widerga. Le flanc occidental de cet ouwal est assez abrupt; sur la crête affleurement des quartzites grises ou blanches schisteuses. Plus au Nord, sur le sommet même de la montagne de Widerga, d'après les renseignements qui nous ont été communiqués, les conglomérats quartzeux affleurent sur une certaine étendue, nous n'avons toutefois pas vérifié cette indication.

A l'Est de l'Ouwal qui prolonge la Widerga vers le Sud se trouve une nouvelle crête qui sépare les rivières Ribnaïa et Muika; celle-ci est formée par des schistes cristallins dirigés NS et plongeant à l'Est. Au delà vers l'Est se trouve encore un ouwal qui sépare la Ribnaïa de la Widerga; celui-ci est formé également par des schistes cristallins très redressés puis par des quartzites blanches qui plongent à l'Ouest.

Les différentes observations qui précèdent peuvent en somme se résumer comme suit:

L'anticlinal du Poyassowoï se continue assez loin vers le Nord et forme la ligne de partage sur une grande partie de la zone comprise entre le Violce et la Koutim; toutefois, un peu au Sud des sources de cette rivière, les quartzites disparaissent et plongent sous les schistes cristallins du niveau supérieur qui dès lors forment seuls cet anticlinal. Les amphibolites albitiques qui apparaissent sur son flanc oriental et parfois même à la clef de voûte, ne représentent pas le niveau inférieur de ces schistes cristallins, mais sont au contraire des roches éruptives profondément dynamo-métamorphosées.

L'anticlinal du Liampowsky-Kamen acquiert dans cette région une importance considérable et forme la chaîne du Bieli-Kamen, coupée obliquement au Sud par la Koutim, et au Nord par le Tschourol. La large bande de quartzites qui forme le cœur de cet anticlinal s'effile progressivement vers le Nord, puis ces quartzites disparaissent à leur tour et l'anticlinal se ferme dans les schistes verts qui forment l'ouwal accidenté intercalé entre la ligne de partage et le Martaïsky. Le synclinal prolongement Nord de celui de Liampa qui est compris entre ces deux anticlinaux, est occupé par les schistes verts.

L'anticlinal d'Antipowsky-Grébine se continue au Nord par la crête de Choudi-Pendisch formée également par des schistes verts quartziteux, percés en boutonnière par les conglomérats cristallins qui forment la grande pyramide. La montagne de Widerga appartient au même anticlinal et forme une boutonnière analogue.

La réapparition de cet anticlinal plus au Nord se fait vraisemblablement par la montagne de Martaïsky, dans laquelle les quartzites du niveau inférieur forment une longue et large bande flanquée à l'Est comme à l'Ouest par les schistes verts. Le synclinal compris entre l'anticlinal du Bieli-Kamen et celui de Widerga-Choudi-Pendisch-Martaïsky est occupé par les mêmes schistes.

La zone anticlinale du Kwarkouche trouve sa continuation immédiate vers le nord dans le Kyrinsky et le Lépelsky-Kamen, l'axe des anticlinaux est là encore jalonné par des conglomérats quartzeux qui percent au milieu des schistes. Ces conglomérats disparaissent plus au Nord au Rassinsky-Kamen et sur les crêtes de Choudia où les schistes affleurent mais cette fois en compagnie de calcaires cristallins. Plus loin vers le Nord le raccord des plis devient plus confus. Au Youbrechkine qui se trouve sur le prolongement immédiat de la crête Est de Choudia, les gabbros forment un dyke énorme, et les mêmes roches affleurent dans des conditions identiques au Propachii-Kamen. Quant au Tschouwal, par ses caractères il rappelle étonnemment le Kwarkouche et représente peut-être le prolongement septentrional

de la zone cristalline qui forme cette montagne, mais nos observations sont ici trop incomplètes pour permettre une affirmation.

§ 4. *Les plis dans la région de la Haute Wichéra.*

Les données que nous avons sur cette région sont aussi sommaires que celles qui précèdent, aussi faut-il seulement considérer ce qui va suivre bien plus comme une première contribution à la connaissance de la tectonique de la haute Wichéra, que comme une étude définitive. Il faudrait un temps et des efforts considérables en effet pour parcourir en détail cette vaste contrée, et dans un grand nombre de cas il faudrait faire exécuter des puits pour lever l'incertitude qui règne sur la répartition de certaines formations, le sol étant dans les vallées et sur les pentes partout recouvert par la forêt.

Lorsqu'on jette un coup d'œil sur la carte géologique du bassin de la Wichéra, on remarque de suite qu'au Nord de Verkhne-Tschouwal la zone cristalline et les plis qui la constituent s'avancent fortement vers l'Ouest; il est donc certain qu'une partie de ces plis n'a pas d'équivalent plus au Sud et se trouve orographiquement à l'Ouest de la zone anticlinale de Kwarkouche.

La première chaine que l'on rencontre en amont de Verkhne-Tschouwal quand on remonte la Wichéra est celle du Kouriksar ou Kouroksar. Elle est assez élevée et couronnée par une série de pitons rocheux alignés sur une crête déchiquetée. A distance elle semble formée par une roche éruptive massive; en réalité elle est constituée par des amphibolites albitiques mal litées qui ne sont autre chose que des gabbros ouralitisés écrasés par dynamométamorphisme.

Au Nord du Kouriksar se trouve la longue et haute chaine du Toulimsky-Kamen qui, de même que la précédente, longe la rive gauche de la Wichéra. Nous avons fait l'ascension de cette montagne depuis la Wichéra pour gagner l'extrémité Sud de cette chaine. Celle-ci comprend 3 sommets distincts, qui tous sont élevés; elle s'abaisse régulièrement vers le Nord et forme une longue crête. Sur la rive gauche de la Wichéra, au point d'où nous sommes partis, il n'existe pas d'affleurement, il en est de même jusqu'aux approches de la pente assez raide qui forme le flanc Sud-Ouest de la montagne; là commencent de gros éboulis de quartzites blanches qui se continuent jusqu'au sommet et forment toute la chaine. Ces roches se retrouvent en effet non seulement sur la crête mais aussi fort bas sur les deux flancs de Toulimsky; elles arrivent notamment jusqu'à la Wichéra même et forment le rapide que l'on doit franchir près de l'extrémité Nord de la montagne lorsqu'on remonte cette rivière. Depuis le Toulimsky on peut constater que le Kouriksar se

trouve immédiatement au Sud de cette chaîne; il en est séparé par une espèce de dôme arrondi qu'un col assez bas détache de l'extrémité Sud de celle-ci. Près du sommet de ce dôme on distingue nettement des bancs de roches schisteuses qui sont tout d'abord horizontaux puis s'incurvent sur le flanc Ouest de la montagne. A l'Est de ce dôme se trouve une série de plateaux qui sont la terminaison du Tschouwal vers le Nord. Ils sont séparés les uns des autres par des petites vallées ou des ravins peu profonds et recouverts par des prairies; on y remarque dispersés çà et là des affleurements rocheux isolés sur lesquels les couches paraissent horizontales. Nous n'avons pas visité le dôme qui fait suite au Toulimsky vers le Sud, mais il est certain que les roches qui affleurent au sommet sont les schistes verts sous lesquels s'enfonceraient donc les quartzites. Il est également évident que les mêmes schistes

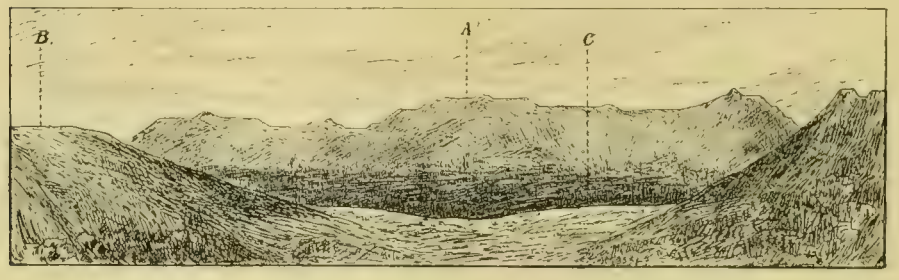


Fig. 15. — Vue générale de la chaîne de Mourawlinsky depuis le Yalping-Nior.
A = Mourawlinsky. — B = Contrefort du Yalping-Nior. — C = Vallée entre les deux chaînes.

flanquent ces quartzites en tout cas à l'Ouest, et probablement à l'Est également. En effet, dans la partie Sud de la chaîne celles-ci n'arrivent pas jusqu'à la Wichéra qui coule encore ici dans les formations dévoniennes et faute d'affleurements il n'est pas possible de voir les contacts de ces quartzites, mais dans la partie Nord du Toulimsky ces mêmes quartzites arrivent au bord même de la Wichéra et on peut voir alors qu'elles supportent directement les schistes verts du niveau supérieur. En effet, après avoir traversé le rapide dont il a été question, on trouve sur la rive droite de la rivière, un bel affleurement de schistes cristallins dirigés NS et plongeant O. 20°. Ces mêmes schistes apparaissent un peu plus haut sur le cours de la rivière, ils sont alors très redressés et dirigés N 30° O.

Vers le Nord, le Toulimsky se prolonge par un ouwal boisé, qui borde immédiatement la rive gauche de la Wichéra jusqu'au confluent de la Moïwa. Cet ouwal est formé par des schistes cristallins à veinules de quartz, sur la crête les bancs sont dirigés NS et presque verticaux. De la crête de cet ouwal nous sommes redescendus sur le Moïwa qui, en cet endroit coule dans les calcaires dolomitiques qui flanquent

Partie Nord de la chaîne du Mourawlinsky-Kamen.

Vue générale de l'Oschi-Nior prise en descendant sur la Wichéra.

à l'Est les schistes verts de l'Ouwal, puis nous avons marché E 20° N pour atteindre un premier chaînon qui se trouve à l'Est de la Moïwa. Celui-ci est formé par des quartzites blanches et compactes analogues à celles du Toulimsky qui, autant qu'il est permis d'en juger, plongent à l'Est. Le sommet de ce petit chaînon est disposé en dôme aplati couvert de pierriers de quartzites; les mêmes pierriers se retrouvent développés sur tout le flanc oriental de la montagne. Après avoir traversé celle-ci, nous sommes arrivés dans une petite vallée occupée par une rivière. Un puits fait dans ses alluvions y a montré la présence de cailloux de quartzites mêlés à des débris de schistes verts d'un niveau tout à fait supérieur. Cette vallée sépare le chaînon en question de la haute chaîne de Mourawlinsky-Kamen (fig. 15) dont nous avons fait l'ascension en suivant un ravin qui entame fortement le flanc Ouest de la montagne; sur les deux rives de celui-ci on observe de fort belles terrasses qui se correspondent. Nous sommes arrivés sur le sommet Sud de la montagne qui est séparé de celui qui se trouve plus au Nord et qui est plus élevé par un col assez large. Sur tout le trajet, de même que sur le sommet qui forme un large dôme, nous n'avons rencontré que des quartzites. Nous sommes ensuite descendus sur le flanc oriental de la chaîne pour gagner la grande vallée qui la sépare de celle qui forme le Molebni-Kamen ou Yalping-Nior plus à l'Est, et sommes d'abord arrivés à la jonction de la rivière qui occupe cette vallée avec celle qui coule dans le grand ravin qui s'amorce au col désigné par γ (fig. 16 et 17). Nous avons ensuite remonté ce ravin profond pour gagner le sommet J du Molebni-Kamen. Le long du lit de la rivière et sur plusieurs points des parois du ravin on a rencontré des affleurements de quartzites compactes dirigés N 30° O en bancs très redressés plongeant vers l'Ouest. Au sommet J un dyke de diabases perce les quartzites; au flanc E de la chaîne et directement sous ce sommet, on trouve des débris de quartzites schisteux et des affleurements de ces roches, la direction des couches est N 35° O les bancs sont verticaux. Nous avons ensuite marché au Nord toujours sur le flanc oriental de la chaîne pour gagner le sommet désigné par K, qui est formé également par des quartzites, puis nous sommes redescendus au col situé entre les sommets E et F; sur le col ainsi qu'aux sommets G et H, on trouve les conglomérats quartzeux à ciment gris ou rouge violacé. Après avoir pendant quelques kilomètres continué la marche vers le Nord, nous avons obliqué au Nord-Ouest puis à l'Ouest pour traverser le col β situé entre les sommets D et F. Une large vallée latérale prend naissance sous ce col et débouche dans celle qui sépare le Mourawlinsky du Molebni-Kamen, la rive droite de cette vallée est encaissée par les pentes du sommet C et par l'éperon rocheux qui s'en détache et qui a été désigné par d (Fig. 16). Dans le fond du ravin qui forme la vallée en question on voit affleurer des schistes chloriteux avec nodules de quartz et cristaux de pyrites. Sur le sommet de l'éperon rocheux d

Fig. 16. — Vue générale du Molebni-Kamen ou Yalping-Nior, partie Nord, depuis le plan Est de Mourawlinsky.
A, B, C, D, etc., sont les sommets qui se suivent du Nord au Sud sur la crête.

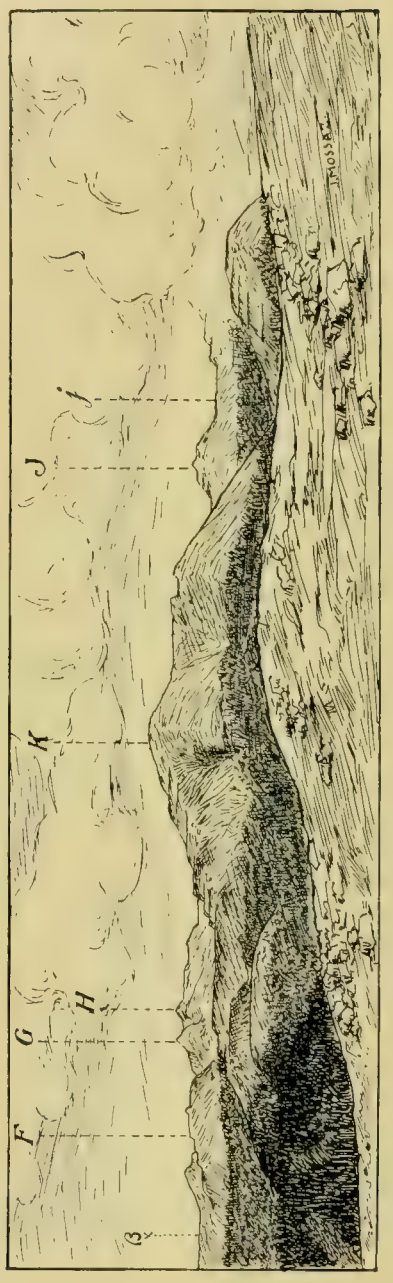


Fig. 17. — Vue générale de la chaine du Molebni-Kamen du Yalping-Nior, partie Sud.

rasé en terrasse on trouve des schistes quartziteux qui forment une série de piliers rocheux ruiniformes sur lesquels on peut voir les couches très froissées plonger vers l'Ouest, ces affleurements se poursuivent assez loin vers le Nord. Le sommet de *d* occupe à peu près le milieu de la vallée comprise entre le Molebni et le Mourawlinsky; c'est un excellent observatoire d'où on peut saisir tous les détails topographiques des deux chaines. Depuis le sommet, nous avons gagné le col qui se trouve dans la vallée longitudinale qui les sépare, on y trouve de nombreux débris de schistes verts. De là nous avons fait l'ascension du dernier sommet du Molebni-Kamen vers le Nord, désigné par A sur la fig. 16. Ce sommet est formé par des quartzites blanches et compactes identiques à celles rencontrées en d'autres points de la chaine; à l'Est de celui-ci il existe une crête rocheuse continue

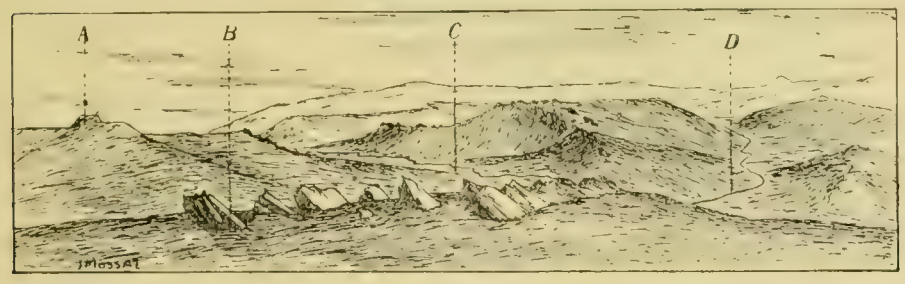


Fig. 18. — Vue de l'extrémité Nord du Molebni-Kamen montrant l'enfoncement des quartzites qui forment le sommet A sous les schistes verts qui forment les pitons rocheux visibles sur la figure.

formée par une série de rochers acérés alignés (fig. 18) qui surgissent au milieu d'un plateau légèrement vallonné lequel débute au col entre les sommets A et B; les schistes verts qui forment ces affleurements sont dirigés N 30° O et plongent vers l'Est de 30°. Les eaux de ce plateau s'écoulent au Nord dans une petite vallée, et à l'Est dans un ravin qui entame profondément la couverture schisteuse; on peut y voir les schistes qui plongent d'abord à l'Est tourner et dessiner nettement une voûte; ce sont ces mêmes schistes qui forment encore la crête des ouwals que l'on distingue plus au Nord et au Nord-Ouest.

Il ressort nettement de ces différentes observations que les schistes verts circonscrivent la boutonnière de quartzites qui forme la chaine du Molebni-Kamen, et que ces quartzites s'enfoncent sous les schistes à l'extrémité Nord de cette chaine. En cheminant de l'Ouest à l'Est, depuis le sommet A jusqu'à la crête schisteuse dont il a été question, on recoupe successivement les quartzites compactes qui forment ce sommet, puis les conglomérats quartzeux, des schistes quartziteux et enfin les

schistes verts qui constituent les rochers acérés de cette crête, la série traversée est donc absolument normale.

Après être redescendus au col, nous nous sommes rendus sur une petite éminence qui se trouve sur l'arête située au Nord du sommet le plus septentrional du Mourawlinsky-Kamen; on y trouve des quartzites blanches dirigées N 20° O et plongeant O 40°; depuis celle-ci, on peut aisément remarquer que les rochers qui forment toute la crête qui se trouve à l'Est du sommet A du Molebni-Kamen dessinent une véritable ceinture autour de l'extrémité Nord des deux chaînes de quartzites (fig. 18).

Nous avons marché ensuite dans la direction O 20° S, et avons traversé l'extrémité septentrionale de l'ouwal qui vient à l'Ouest de la chaîne du Mourawlinsky. En cet endroit, l'ouwal est réuni à la dite chaîne par un plateau marécageux qui forme ligne de partage. Chemin faisant, on trouve sur le sol de nombreux débris de schistes noirâtres identiques à ceux précédemment rencontrés plus au Sud dans la vallée qui sépare cet ouwal du Mourawlinsky-Kamen. L'ouwal lui-même se termine brusquement vers le Nord par des pentes assez abruptes; sur la crête, nous avons trouvé un bel affleurement de schistes noirâtres dirigés N 30° O et plongeant E 40°, un gros filon de diabase perce tout près de cet affleurement. Depuis là, nous avons continué à marcher dans la même direction et après avoir traversé un nouvel ouwal de schistes verts, nous avons regagné la Wichéra.

Les observations recueillies au cours de ces différentes excursions permettent d'arriver à la conclusion qu'il existe dans la région de la haute Wichéra au moins quatre lignes anticlinales qui se succèdent de l'Ouest à l'Est comme suit :

I. Anticlinal de la chaîne du Toulimsky.
II. Anticlinal formé par l'ouwal qui se trouve à l'Ouest de la chaîne du Mourawlinsky.
III. Anticlinal de la chaîne du Mourawlinsky.
IV. Anticlinal de la chaîne du Molebni-Kamen ou Yalping-Nior.

Tous ces anticlinaux sont formés par des quartzites et des conglomérats quartzeux dont les affleurements dessinent de longues bandes qui suivent exactement leurs axes; ils sont séparés les uns des autres par des synclinaux occupés par des schistes verts. Ceux-ci ont été retrouvés par nous dans la partie Nord du synclinal qui sépare les anticlinaux I et II et forme la vallée de la Moïwa, puis dans les synclinaux compris entre les anticlinaux II et III et entre III et IV. Les schistes trouvés dans ces synclinaux paraissent même appartenir parfois à un niveau assez élevé, certaines variétés ressemblent aux phyllades noires du dévonien inférieur de la Koswa.

Bouleaux tordus à la limite de végétation. Oschi-Nior.

Ligne de partage, source orientale de la Wichéra.
Vue prise depuis le Mani-Tump.

Autant qu'il est permis d'en juger vu la rareté des affleurements, ces différents plis sont déjetés vers l'Ouest, peut-être rompus sur le flanc qui regarde cette direction. C'est certainement le cas pour l'anticlinal n° II, comme on peut le voir sur les couches de la partie Nord de l'ouwal qui forme cet anticlinal. De plus, tout le faisceau des plis se resserre vers le Nord, où les quartzites disparaissent et plongent manifestement sous les schistes verts qui forment une couverture continue. En effet, plus au Nord, dans les montagnes qui font ligne de partage comme dans celles qui séparent les sources de la Wichéra (fig. n° 19) et bien au delà, on ne retrouve plus les quartzites mais seulement les schistes du niveau supérieur percés ça et là, comme au Krasnoe-Kamen par exemple, par des dykes de diabase. La direction des couches relevées sur les affleurements que l'on rencontre en traversant les

Fig. 19. — Vue générale des montagnes des sources de la Wichéra depuis le sommet Nord du Mourawlinsky.
A = Terminaison Nord de la chaîne du Mourawlinsky. — B = Vallée de la Wichéra de l'Est. C = Vallée de la Wichéra de l'Ouest.

chaînes de l'Ouest à l'Est, montre que cette couverture ondule à plusieurs reprises et présente plusieurs anticlinaux successifs, qui sont vraisemblablement la continuation de ceux rencontrés plus au Sud. Il resterait à raccorder ces derniers avec les plis de la région comprise entre le Violce et la Koutim, mais la chose n'est guère possible, faute d'observations dans la région qui se trouve immédiatement au Nord et au Nord-Est du Tschouwal. Une traversée de cette contrée faite depuis la ligne de partage par un temps épouvantable, nous a montré qu'on y rencontre abondamment les quartzites, mais c'est à cela que se sont bornées nos observations.

Il paraît cependant certain que le Toulimsky représente une ride plus occidentale que celle de Kwarkouche; quant au Molebni-Kamen, il est peu probable qu'il faille le considérer comme une réapparition de l'anticlinal du Poyassowoï, il semble au contraire correspondre à un pli plus occidental.

§ 5. *Le synclinal dévonien de la Wichéra.*

Le dévonien du synclinal de la Wichéra débute un peu au Sud du confluent de Nioulas et suit constamment, à partir de là, le cours de la rivière jusqu'à Ust-Uls. Les affleurements sont nombreux sur les deux rives et ont été décrits en partie par M. Krotow, ce qui nous dispensera d'y revenir. Ces affleurements sont cependant notoirement insuffisants pour permettre d'établir la disposition exacte des formations dévoniennes dans le synclinal; nous avons dû pour cela faire exécuter de nombreuses batteries de puits qui traversent le synclinal sur toute sa largeur, de la bordure cristalline vers l'Est jusqu'aux quartzites carbonifères de la chaîne du Zolotoï-Bérésowsky vers l'Ouest. Ces batteries ont été faites de Vernkne-Tschouwal jusqu'à Ust-Uls, elles étaient distantes les unes des autres de deux à six kilomètres, la largeur de certaines d'entre elles atteignait jusqu'à 12 et 14 kilomètres, et les puits étaient généralement espacés de 150 à 300 mètres. On utilisait pour tracer les batteries les lignes d'exploitation de forêt dirigées Est-Ouest, que l'on peut aisément retrouver, grâce aux poteaux indicateurs. Ces recherches détaillées nous ont permis de tracer exactement les contacts des formations dévoniennes et de délimiter fidèlement les contours du dévonien inférieur et moyen. La carte géologique jointe à ce volume montre que le synclinal dévonien suit exactement le cours de la Wichéra jusqu'à Ust-Uls. Il est en moyenne orienté NNE-SSO, mais au Nord de Verkne-Tschouwal il est rejeté fortement vers l'Ouest et suit le grand coude que la rivière décrit de ce côté. Au Sud d'Ust-Uls, la bande dévonienne du synclinal quitte la Wichéra et suit le cours de l'Uls; elle tourne alors vers le Sud-Est, puis à la rencontre de l'extrémité Nord du Kwarkouche elle se bifurque en deux branches, celle de l'Ouest qui occupe la vallée de Pélia, et celle de l'Est qui suit la vallée de l'Uls sur le flanc oriental du Kwarkouche. Ces deux bandes dévoniennes se rétrécissent d'ailleurs rapidement et à quelques kilomètres au Sud d'une ligne qui passerait par le confluent de la Koutim, où on perd toute trace.

La largeur maxima de la bande synclinale se trouve à Biélemky un peu en amont du confluent du Violce, elle mesure en cet endroit plus de 14 kilomètres; au Nord de Verkhne-Tschouwal par contre, la bande se rétrécit beaucoup, mais faute de puits, nous n'avons pu en fixer exactement les limites. Les dolomies du D^2 sont généralement cantonnées dans le voisinage immédiat du cours actuel de la Wichéra, ce sont elles qui forment les beaux rochers d'aspect souvent fantastique que l'on observe en de nombreux points sur les falaises qui dominent les berges en amont des usines de Violce. A partir du confluent de la B. Tschouwalka, ces dolomies

cessent complètement et la bande synclinale, encore assez large, est entièrement formée par les couches du dévonien inférieur. Cependant les dolomies cristallines du D^2 réapparaissent encore sur la haute Wichéra, ce sont elles qui forment les rochers de l'île que l'on rencontre en remontant la rivière un peu avant d'arriver aux rapides.

Sur le bord oriental du synclinal, ce sont tantôt les dolomies du D^2, tantôt les formations du D^1 qui entrent en contact avec les schistes cristallins; les puits ne laissent aucun doute à cet égard et cette observation est d'ailleurs conforme à ce que l'on voit directement en remontant le cours du Violce depuis son embouchure jusqu'au confluent de la Choudia. Sur le bord occidental du synclinal ce sont généralement les formations du D^1 qui entrent en contact avec les quartzites carbonifères, sauf dans la partie Sud de la bande synclinale où ce sont les dolomies cristallines du D^2. Les relations exactes des formations dévoniennes avec les quartzites carbonifères restent constamment assez obscures faute d'affleurements, les puits ne servant qu'à délimiter les contours de ces formations; souvent la bande synclinale de la Wichéra produit l'impression d'un lambeau de nappe de recouvrement, charriée de l'Est vers l'Ouest; ce qui expliquerait aisément les rapports du dévonien et du carbonifère observés au Zolotoï, mais il faut avouer que nous n'avons rien trouvé dans les chaines cristallines qui ressemble à la racine d'une telle nappe. En tout cas le dévonien du synclinal n'est pas horizontal, il forme une série de plis à faible rayon de courbure que l'on peut observer à fois réitérées dans les dolomies du D^2, soit dans les formations du D^1 le long du cours de l'Uls et de la Wichéra.

CHAPITRE VI

Le phénomène des hautes terrasses.

§ 1. Généralité sur le phénomène et premières observations. — § 2. Les chaines du Poyassowoï-Kamen et du Liampowsky. — § 3. La chaine du Kwarkouche. — § 4. La chaine du Bieli-Kamen. — § 5. Le Martaïsky-Kamen. — § 6. Les montagnes du Yalping-Nior et du Mourawlinsky-Kamen. — § 7. Autres chaines qui présentent le phénomène des terrasses. — § 8. Conclusions générales relatives au phénomène des hautes terrasses.

§ 1. *Généralités sur le phénomène et premières observations.*

Les montagnes de la Wichéra présentent au plus haut degré un phénomène aussi curieux que général, que nous pensons avoir été les premiers à signaler; c'est

celui des hautes terrasses. Je l'ai observé pour la première fois en 1900 et 1902, en explorant la région supérieure de la Koswa, mais à cette époque je n'en avais pas encore reconnu toute l'importance. En effet, depuis le sommet de l'Aslianka, qui se trouve vis-à-vis de Troïtsk, j'avais été frappé par la disposition curieuse que présentent les Monts Bacèguï qui en sont certainement la continuation vers le Sud. Ceux-ci, vus de profil, sont terminés au sommet par une terrasse rocheuse d'une horizontalité parfaite, bordée du côté de l'Est par une petite crête, rocheuse également, qui ne s'élève que de quelques mètres au-dessus de ce plateau. Cette disposition est naturellement beaucoup moins nette ou peut même complètement échapper, quand on voit la montagne de face, depuis l'Est ou de l'Ouest. L'Aslianka, vu également depuis les Bacèguï, présente une disposition absolument analogue; au plateau qui termine le sommet succèdent d'autres plateaux échelonnés en gradins sur le flanc Ouest de la montagne. L'Ostry, un autre sommet situé plus au Nord, vu depuis la Koswa, montre aussi une topographie semblable. Il est formé par une petite crête rocheuse soudée du côté de l'Est à un plateau rocheux également, raccordé lui-même par une pente assez brusque à un second plateau plus étendu et parfaitement horizontal, qui se trouve plus à l'Est. L'isolement de l'Ostry au milieu d'une région plus basse complètement couverte par la forêt, rend cette disposition encore plus saisissante.

Plus tard, en 1903, en explorant la région qui forme le bassin supérieur des rivières Kakwa et Tépil, nous avons rencontré une montagne qui présente encore les mêmes particularités, nous l'avons appelée Pogwinsky-Kamen parce qu'elle sépare les sources de la Pogwa de celles de B. Niezwa. Les deux sommets distincts du Pogwinsky sont terminés par un plateau rocheux d'une horizontalité parfaite, ces deux plateaux sont à la même hauteur, soit 1012 mètres (déterminée au baromètre à une heure de distance sur les deux sommets) le sol est ici encore formé par les quartzites.

Dès le début, nous avions pensé que ces formes topographiques bizarres devaient être attribuées à l'existence d'anciennes terrasses conservées grâce à la nature spéciale du sol (quartzites), mais comme nous n'avions pas su les voir sur d'autres montagnes plus élevées de la Koswa (le Koswinsky et le Tilaï, par exemple, où elles existent cependant, mais moins nettement), nous n'avions pas attaché à cette idée une autre importance. C'est en 1904 seulement, en parcourant la région des sources des rivières Wagran et Soswa, que nous avons retrouvé ce phénomène curieux sur plusieurs chaînes élevées de quartzites avec une telle généralité et une telle ampleur que le doute n'était plus possible. Nous l'avons alors étudié en détail au cours de nos explorations de 1905 à 1907 sur la haute Wichéra, où les grandes chaînes de quartzites abondent et présentent d'admirables terrasses qui se prêtent à d'excellentes observations.

Vue des terrasses de l'Ostry, près de Verkh-Koswa.

Vue des terrasses du flanc Ouest du Poyassowoi
depuis la vallée de Liampa.

§ 2. *Les chaînes du Poyassowoï-Kamen et du Liampowsky.*

Dans la partie réservée à la topographie, nous avons déjà indiqué la position et les caractères de ces chaînes de quartzites, nous n'y reviendrons pas. Vue de face depuis l'Est, de Plichivy par exemple, le Poyassowoï présente bien une certaine régularité, mais le phénomène des terrasses ne ressort pas avec une netteté suffisante, il faut pour le voir dans toute son étendue, gravir un des sommets de la chaîne. Le 3 août 1904, nous avons fait l'ascension du sommet situé vis-à-vis de la laverie Markoff, c'est-à-dire dans la partie Sud de la chaîne; celui-ci cote 1130 mètres d'après la détermination barométrique de ce jour-là. Ce sommet, comme toute la montagne d'ailleurs est en quartzites, il forme un plateau d'une régularité parfaite couvert de blocs émoussés. Depuis là, en regardant vers le Nord, on voit se profiler une série interminable de sommets disposés invariablement en terrasses identiques à celle sur laquelle nous étions, puis sur le flanc Ouest de la chaîne on distingue nettement une suite de gradins échelonnés à des niveaux différents au-dessous des plateaux formant les sommets. Le Liampowsky-Kamen, qui masque l'horizon vers l'Ouest, présente une disposition identique. Son sommet Nord se trouve à peu près en face de celui qui nous servait d'observatoire, il dessine une ligne parfaitement horizontale et constitue une longue terrasse au milieu de laquelle s'élève un petit pointement rocheux isolé, semblable à un signal trigonométrique. Sous ce sommet on peut voir nettement sur le flanc Est de la chaîne, plusieurs sillons parallèles qui sont la trace, vue de face, des gradins successifs disposés sur ce flanc. Du côté du Sud, la chaîne du Liampowsky se profile de trois quarts; la disposition qu'elle présente est alors exactement celle réalisée à l'Ostry et au Bacéguï, la montagne paraît en effet formée par un grand plateau horizontal, limité vers l'Est par un bourrelet rocheux raccordé par une pente et rasé lui-même en terrasse.

Nous avons ensuite traversé le Poyassowoï pour gagner la vallée de Liampa. Depuis la partie supérieure de celle-ci on a une vue excellente sur l'extrémité Sud des deux chaînes parallèles. La topographie est saisissante, le dernier sommet Sud du Poyassowoï est tout à fait isolé et formé par un tronc de pyramide d'une régularité si parfaite qu'on le croirait construit par la main de l'homme (fig. 20). Vers le Sud ce sommet est raccordé à une longue terrasse absolument horizontale par une pente assez rapide, cet ensemble s'élève à son tour au-dessus d'une troisième terrasse plus étendue qui en forme en quelque sorte le soubassement. La chaîne du Liampowsky que l'on voit suivant un profil très oblique, présente exactement la disposition déjà observée depuis le Poyassowoï.

Depuis le haut de la vallée de Liampa on voit en enfilade une notable portion du flanc occidental de l'extrémité Sud du Poyassowoï; le phénomène des terrasses y est si évident qu'il saute aux yeux de l'observateur le moins exercé. Depuis les sommets jusqu'à la limite de végétation, on voit les terrasses se succéder avec une régularité parfaite sur le flanc Ouest de la montagne; elles y forment une série de gradins étagés, séparés les uns des autres par une hauteur de 20 à 40 mètres environ. Ces gradins que l'on voit admirablement de profil, dessinent, vus de face, de nombreux sillons parallèles et bien marqués sur ce flanc, on peut en compter 12 ou 14 parmi les principaux.

Malgré les interruptions dues aux ravins latéraux, ces terrasses paraissent se continuer au même niveau sur une grande étendue; la largeur de la plateforme est par contre très variable. Vu l'absence de carte et la difficulté de relever des cotes barométriques dans un pays où une bonne base fait défaut, nous n'avons pu

Fig. 20. — Vue de l'extremité Sud des chaînes du Liampowsky et du Poyassowoï depuis la vallée de Liampa.

déterminer avec exactitude le niveau des principales terrasses; ce qu'il y a de certain c'est que sur de petites distances, ces niveaux se correspondent. Ainsi le 10 août, M. Fuchs a refait l'ascension du sommet que nous avions visité le 3 et de là est descendu sur le col qui sépare ce sommet de celui qui vient immédiatement au Nord et qui est plus élevé d'une cinquantaine de mètres. En descendant sur le col, M. Fuchs a compté successivement cinq petites terrasses séparées les unes des autres par une hauteur de 15 mètres environ; en remontant au sommet Nord il a retrouvé les mêmes terrasses et a pu constater que leurs niveaux correspondaient absolument à ceux des précédentes.

Depuis la vallée de Liampa nous sommes à plusieurs reprises montés sur le Liampowsky-Kamen. Le 6 août, nous avons fait une première ascension dans le but d'en explorer l'extrémité Sud; le temps était très mauvais et nous n'avons pu voir le dernier sommet de la montagne que par quelques rares éclaircies. Son profil est trait pour trait celui de l'Ostry. Le 8, nous sommes remontés au Liampowsky

Vue de la crête du Poyassowoï.

Vue des extrémités Sud des chaînes du Poyassowoï (à gauche) et du Liampowsky (à droite)
depuis la vallée de Liampa. Disposition remarquable des terrasses.

par un beau temps, mais en gagnant cette fois le sommet Nord. Celui-ci est formé par la grande terrasse que nous avions vue depuis le Poyassowoï; le signal isolé que nous avons indiqué précédemment est formé par un petit pointement de roche en place au milieu des débris de quartzites qui jonchent le sol. En regardant depuis ce plateau dans la direction du Sud, on voit le dernier sommet du Liampowsky qui paraît complètement isolé, vu son altitude par rapport à celle de la terrasse sur laquelle nous étions, et qui se profile au-dessus de celle-ci avec une netteté parfaite; la forme de ce sommet rappelle encore ici absolument celle de l'Ostry, elle est représentée sur la (fig. 21).

Fig. 21. — Vue du plateau-terrasse du sommet Nord du Liampowsky; au second plan dernier sommet Sud de cette chaîne avec ses terrasses étagées et son profil caractéristique.

Depuis la terrasse du sommet Nord du Liampowsky on a la vue de la chaîne du Poyassowoï sur une grande étendue. Aussi loin que portent les regards, celle-ci présente partout l'aspect déjà décrit et indiqué sur la (fig. 22). Toute la chaîne donne l'impression d'un gigantesque bastion d'une régularité parfaite, et lorsque l'œil s'est accoutumé à cette topographie bizarre qui est si nette sur le Poyassowoï et le Liampowsky, il en retrouve aisément des vestiges indiscutables ailleurs dans toute la contrée. Depuis le Liampowsky, lorsqu'on regarde dans la direction N 20° O on distingue dans le lointain deux pyramides rocheuses tronquées d'une régularité géométrique qui, à la dimension près, rappellent absolument le dernier

sommet Sud du Poyassowoï. Ces deux pyramides sont le Choudi Pendisch et la Widerga, et leur régularité est telle qu'on éprouve d'emblée l'impression qu'elle ne peut être accidentelle, mais qu'elle tient à une cause générale qui a façonné le relief de toute la contrée.

§ 3. *La chaîne du Kwarkouche.*

Cette chaîne moins élevée que le Poyassowoï, paraît, lorsqu'on la voit à une certaine distance, former une très longue crête boisée qui dessine à l'horizon une ligne parfaitement droite. Sur cette crête, et tout à fait localement, on distingue des petites éminences isolées, qui constituent une série de sommets minuscules, ayant

Fig. 22. — Vue des terrasses de la chaîne du Poyassowoï depuis le sommet du Liampowsky-Kamen A.

ceci de particulier que leur forme est géométrique et toujours parfaitement régulière. Ce sont des pyramides rocheuses tronquées, ou encore de longues tables parallélipipédiques dont la partie terminale est d'une horizontalité parfaite. Ces petits sommets espacés à la surface d'une crête dont l'alttitude paraît invariable, sont une véritable anomalie; à distance il n'est pas possible de se rendre compte s'ils sont disposés sur le bord de la chaîne ou à l'intérieur de celle-ci (fig. 23). Le Kwarkouche lui-même est formé par des quartzites et surtout des schistes quartziteux appartenant, comme nous l'avons vu, à des types pétrographiques divers, percés localement par des dykes de diabases plus ou moins puissants. La chaîne forme un vaste plateau herbeux de hauteur uniforme qui, dans sa plus grande largeur, mesure une dizaine de kilomètres, et dont l'altitude moyenne est, d'après nos nombreuses mensurations barométriques, de 840 mètres. Ce plateau a dû sans doute être primitivement parfaitement horizontal, mais aujourd'hui une érosion plus récente l'a vallonné et modelé localement, sans cependant en altérer le véritable caractère. C'est sur le Kwarkouche que s'amorcent en effet les deux rivières Pélia

et Malma. La Pélia commence au milieu même du plateau, à l'Ouest et à la hauteur du sommet principal de la chaîne (sommet F fig. 23) qui en forme le point culminant; elle débute par une série de ruisselets disposés en patte d'oie, et coule dans un ravin profond du Sud-Sud-Est vers le Nord-Nord-Est. La rivière Malma est située plus au Sud, ses sources affectent une disposition à peu près analogue à celle de Pélia, mais sa vallée coupe transversalement la chaîne de l'Est à l'Ouest. Sur le plateau du Kwarkouche naissent encore une série de petits cours d'eau qui coulent également dans des ravins encaissés situés sur les deux flancs de la chaîne.

Comparées à l'étendue du Kwarkouche, les petits sommets rocheux qui s'élèvent au-dessus du grand plateau sont des accidents de minime importance. A l'exception d'un seul, celui du Nord, désigné par A (fig. 23) qui est en quartzites, ils sont tous formés par des dykes de diabases. En repérant leur position, on peut se convaincre qu'ils ne sont point sur le bord même de la chaîne, mais disposés irrégulièrement à la surface du grand plateau. Le 18 août 1904, par un beau temps, nous avons fait l'ascension du sommet A qui est situé le plus au Nord et présente la forme d'une pyramide tronquée de quartzites, terminée par une plateforme horizontale. La hauteur de

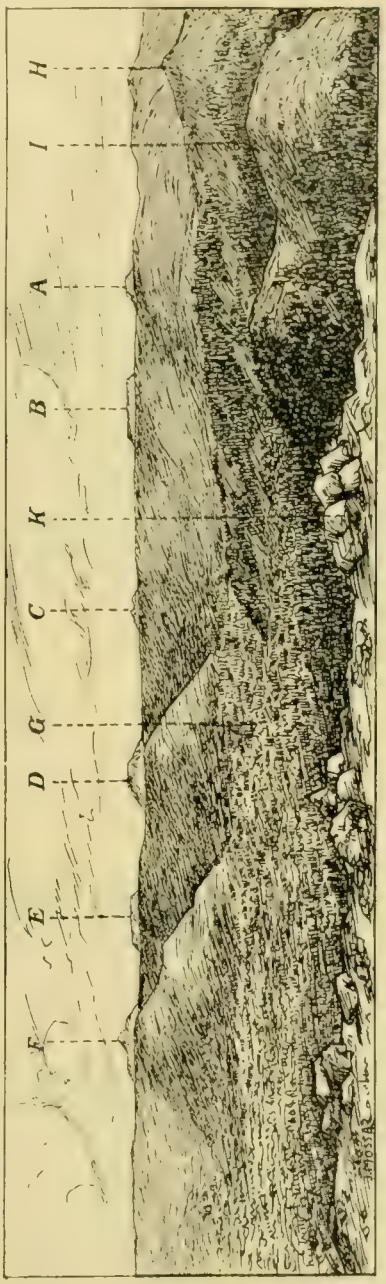


Fig. 23. — Vue générale de la chaîne de Kwarkouche et des sommets terrassés A, B, C, D, etc., sur la crête qui forme la montagne.
H = Crête d'Antipowsky. — G = Vallée d'Ils. — I = Ride entre Antipowsky et le Liampowsky-Kamen.
K = Premier plan crête de Liampowsky-Kamen.

cette pyramide est de 1010 mètres, calculée sur la cote barométrique de ce jour. Nous aurions désiré pouvoir explorer le même jour le sommet situé plus au Sud et surtout vérifier si les niveaux des terrasses qu'on y observait se correspondaient, mais nous en avons été empêchés par le brouillard. Le 4 septembre, cependant, le temps étant devenu beau, nous avons tout d'abord gravi le sommet B qui vient au Sud du précédent ; il est formé par une table rocheuse

Fig. 24. — Vue des terrasses sur le sommet D de Kwarkouche.

horizontale, qui s'élève de 40 mètres seulement au-dessus du niveau du grand plateau et cote elle-même 920 mètres. Cette table est formée par un cailloutis de gabbro reste d'un dyke détruit. Le même jour, et à quelques heures d'intervalle, nous avons fait l'ascension des sommets D et E (fig. 23), le temps était magnifique et la pression resta constante toute la journée. Le sommet D est disposé en pyramide tronquée régulière sur le flanc de laquelle on voit nettement trois terrasses

Fig. 25. — Vue des terrasses du sommet E de Kwarkouche.

successives indiquées par des sillons parallèles. La première de ces terrasses cotait 920 mètres, la seconde 945, la troisième 980 et la plateforme terminale 1005 mètres. Il y a donc une différence de niveau de 25 mètres entre la première et la deuxième terrasse, de 35 entre la deuxième et la troisième, et de 25 entre la troisième et le sommet. Il est plus que probable que les 5 mètres d'écart entre les hauteurs des deux sommets A et D provient d'une variation de la pression barométrique. La fig. 24 montre l'aspect du sommet D avec ses trois terrasses.

Terrasses sur le sommet D de Kwarkouche.

Terrasses sur la rive droite d'un ravin latéral de Kwarkouche.

Le sommet E qui vient plus au Sud, présente une forme absolument analogue à B, c'est aussi une longue et large table rocheuse quadrangulaire, sur le flanc Nord de laquelle on distingue une seconde terrasse qui apparaît comme une ligne horizontale à mi-hauteur de la pente qui raccorde la plateforme avec le grand plateau. La hauteur de cette première terrasse est de 920 mètres, celle de la plateforme 945 (fig. 25). Ces observations montrent à l'évidence que les niveaux de ces différentes terrasses se correspondent. La plateforme du sommet A correspond à celle de B, la plateforme terminale de B est à la cote de la première terrasse de base de D et de E soit à 920 mètres, la seconde terrasse de D correspond à la plateforme du sommet E (945). La (fig. 26) donne la position de ces divers sommets les uns par rapport aux autres sur le grand plateau du Kwarkouche.

Entre les sommets D et E s'amorce un grand ravin, qui est occupé par un affluent latéral de l'Uls. Sur la partie supérieure de la falaise rocheuse qui encaisse

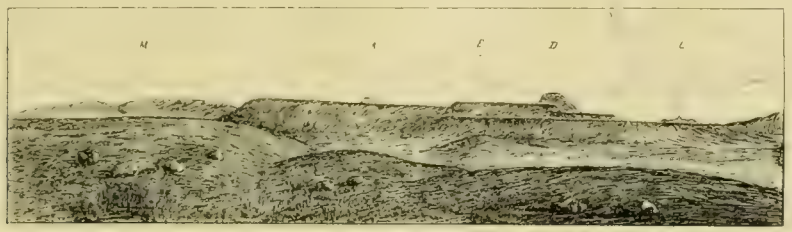


Fig. 26. — Vue générale des terrasses des divers sommets de Kwarkouche, prise depuis les sources de Pélia en regardant vers le Nord.

la rive droite de ce ravin et au-dessous de la terrasse inférieure du sommet D, on voit nettement une série de nouvelles terrasses échelonnées à des niveaux inférieurs. Les cotes n'en ont pas été déterminées, mais la dernière descend assez bas sur les flancs du Kwarkouche.

Le jour suivant, soit le 5 septembre, la pression n'ayant pas changé, nous avons continué le nivellement barométrique des terrasses. En marchant sur le plateau de Kwarkouche dans la direction du Sud-Sud-Ouest, on trouve, au centre du grand plateau et au Sud des sources de Pélia, deux sommets tabulaires qui, comme forme et comme composition, sont identiques aux précédents ; nous les avons appelés γ et δ (fig. 11). Les plateformes de ces deux sommets sont exactement à la même hauteur, soit 1005 mètres, elles correspondent donc à celle qui termine le sommet D. Enfin, plus au Sud encore, sur la rive droite du grand ravin des sources de Malma, on voit, isolé sur le plateau, un petit sommet rocheux désigné par G ayant la forme caractéristique et bien connue de l'Ostry. Le 6, la pression avait légèrement changé, néanmoins nous avons fait le nivellement barométrique des deux terrasses rocheuses

étagées qui supportent la petite crête qui forme le point culminant. Après correction pour ramener la pression à celle du jour précédent, nous avons trouvé 880 mètres pour la première et 920 mètres pour la seconde. Ces deux plateformes correspondent donc vraisemblablement : la première à un niveau intermédiaire entre celui de la plateforme supérieure et de la base du sommet B, la seconde au sommet B lui-même et à la plateforme inférieure des sommets D et E.

On voit donc que sur le Kwarkouche, les niveaux des différentes terrasses se retrouvent à d'assez grandes distances, car entre l'extrémité Nord de la chaîne et le dernier sommet en question il y a plus de 50 kilomètres. Faute d'observations plus exactes nous ne pouvons dire si les niveaux des terrasses du Kwarkouche correspondent également avec ceux de certaines terrasses du Poyassowoï, mais nous avons tout lieu de le croire. Depuis le Kwarkouche comme d'ailleurs depuis l'Oural, il est facile de voir que toute la contrée porte dans sa topographie l'empreinte non déguisée du phénomène des terrasses ; elles se retrouvent, par exemple, sur l'arête de Kozmer à l'Est de Kwarkouche, dont le sommet rasé en plateforme est des plus caractéristique.

§ 4. *La chaîne du Bieli-Kamen.*

Celle-ci, comme nous l'avons indiqué, peut être considérée comme le prolongement orographique du Liampowsky ; elle est séparée de l'Oural par une vallée dans laquelle s'amorcent les sources de la Koutim. Au moment où nous avons visité cette chaîne nous ignorions le nom que lui donnent les gens du pays, je l'avais appelée dans mes notes du nom significatif de chaîne des terrasses. Vue du sommet du Choudi Pendisch, le Bieli-Kamen semble former une immense fortification munie de créneaux gigantesques, qui s'élève passablement au-dessus de la limite de végétation. Vue depuis la ligne de partage, elle garde encore le même aspect mais on distingue sur son flanc Est deux crêtes parallèles plus basses que la grande chaîne à laquelle elles paraissent appartenir cependant ; elles sont désignées par les lettres M et N sur la figure 27, qui est prise d'un point situé à quelques kilomètres au Sud de celui d'où a été relevé le croquis n° 6. Nous avons fait l'ascension du Bieli-Kamen en 1905, en venant de l'Oural, et avons tout d'abord campé dans la vallée qui sépare cette montagne de la ligne de partage. Le lendemain, soit le 31 août, nous sommes montés sur la première crête N en marchant dans la direction S 20° O. Cette crête est formée par une longue terrasse absolument horizontale dont la largeur

[1] Je donne le nom de cette chaîne sous toutes réserves, car les indications fournies par les gens du pays sont toujours sujettes à caution.

est assez considérable. Sur la plateforme, le baromètre indiquait une pression correspondant à une hauteur de 730 mètres; la terrasse est d'ailleurs boisée comme la pente orientale par laquelle nous étions montés, celle-ci est rapide. Une vallée assez profonde sépare cette crête du chaînon M qui vient plus à l'Ouest. Cette vallée a évidemment été creusée par une érosion posthume sur le plateau qui forme la terrasse M; elle est occupée par deux petits cours d'eau, qui coulent en sens inverse de part et d'autre d'une selle que nous avons suivie pour gagner le chaînon M. Celui-ci est également formé par un plateau absolument horizontal; nous en avions déterminé la hauteur barométrique qui est supérieure à celle de N, mais j'ai malheureusement omis de l'inscrire dans mes notes. Les plateaux N et M ainsi que la vallée comprise entre les deux crêtes sont couverts de blocs émoussés de quartzites analogues à celles du Poyassowoï.

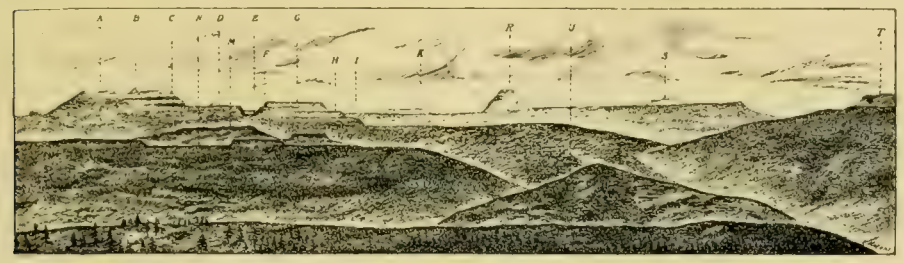


Fig. 27. — Vue générale des terrasses de la chaîne du Bieli-Kamen depuis la ligne de partage. A = Sommet du Bieli-Kamen. — B, C, D, etc. = Terrasses successives. — M et N = Crêtes parallèles, à l'Est du Bieli-Kamen. — U = Ligne de partage. — K = Prolongement du Bieli-Kamen coupé par la cluse du Tschourol. — R = Choudi-Pendisch.

Une large vallée due à l'érosion quaternaire également, sépare le plateau M de la grande chaîne proprement dite. Elle est occupée par un cours d'eau qui coule vers le Nord. Nous avons traversé cette vallée et sommes arrivés sur un premier plateau qui, autant qu'on peut en juger, doit être celui désigné par K sur la fig. 27 (car il est fort difficile d'homologuer exactement les terrasses figurées sur un dessin fait à une certaine distance avec celles rencontrées chemin faisant). Le baromètre indiquait sur ce plateau une hauteur de 960 mètres; le plateau, comme toute la chaîne, était jonché de blocs de quartzites. Nous avons alors cheminé dans la direction du Sud en gravissant successivement les différentes terrasses que nous rencontrions et qui formaient comme autant d'immenses marches.

La première suivie cotait 970 mètres, la seconde qui est sans doute celle désignée par H cotait 1000 mètres, la troisième qui est fort probablement celle notée G qui forme un plateau rocheux assez étendu rappelant le sommet du Liampowsky est à l'altitude de 1040 mètres. De ce plateau, nous sommes descendus sur un col qui est

celui figuré comme E par une terrasse F qui correspond à celle H. Le col lui-même est à 970 au même niveau que la terrasse inférieure à H, soit I.

Nous avons dû arrêter nos déterminations ce jour-là pour redescendre camper au pied du flanc Est du Bieli-Kamen. Le lendemain nous sommes remontés au col E et avons continué nos mensurations. La pression du matin était de 3 millimètres inférieure à celle de la veille, nous en avons tenu compte pour ramener toutes les observations aux mêmes conditions. Depuis le col, nous sommes tout d'abord montés sur un plateau assez étendu, qui doit être celui désigné par D sur le dessin; il cote 1000 mètres et correspond donc aux terrasses H et F; puis en continuant à monter, nous avons rencontré successivement trois terrasses dont les hauteurs étaient respectivement 1025, 1050 et 1090 mètres et enfin une quatrième qui

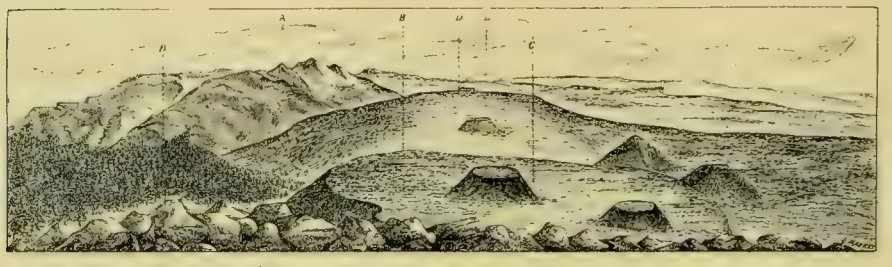


Fig. 28. — Vue du curieux aspect que présente l'extrémité Sud du Bieli-Kamen depuis le sommet principal de cette montagne.
A = Extrémité Nord du Poyassowoï. — B = Vallée de la Koutim. — C = Grande terrasse avec des piliers érodés, qui se trouve au-dessous du sommet principal. — D = Prolongement Sud du Bieli-Kamen, sur la rive gauche de la Koutim. — E = Liampowsky-Kamen.

doit être sans doute C, à l'altitude 1140 m. Nous sommes ensuite arrivés sur la grande plateforme qui constitue le sommet proprement dit et sur laquelle s'élève le petit piton rocheux figuré sur le dessin, le baromètre indiquait 1160 mètres pour la hauteur de cette plateforme, et 1170 pour la petite table rocheuse qui se trouve un peu plus au Sud. Depuis celle-ci on a une vue splendide sur toute la région, notamment sur la partie Sud de la chaîne qu'on voit en raccourci. Les particularités de cette étrange topographie ressortent encore avec plus d'évidence, elles sont fidèlement représentées dans la fig. 28. Les terrasses vues en raccourci ont une netteté absolument géométrique, à la surface de la grande plateforme qui fait suite au sommet du côté Sud on voit deux troncs de pyramide d'une régularité parfaite, qui ressemblent aux sommets du Kwarkouche et les monticules isolés qu'on voit sur la rive gauche de la Koutim et sur le prolongement Sud du Bieli-Kamen ont les mêmes caractères.

Au point de vue de la beauté et de la régularité des terrasses, le Bieli-Kamen est un des plus jolis exemples à citer. On y voit notamment fort bien que la cause qui les a produites est antérieure à l'érosion quaternaire, qui les a entamées, et qui a creusé sur leurs plateaux les vallées dont il a été précédemment question.

§ 5. *Le Martaïnsky-Kamen.*

Lorsqu'on voit cette longue chaîne depuis le col du Tschouwal, ou encore depuis la crête de l'ouwal qui se trouve à l'Est de celui-ci, on est frappé également par la régularité de sa forme, et on y retrouve tous les caractères indiqués à propos du Bieli-Kamen. A distance, les terrasses que l'on a de face apparaissent comme une série de sillons parallèles qui sont surtout visibles dans la partie Sud de la montagne. Le sommet principal désigné par A sur la fig. 12 est accompagné de plusieurs autres sommets secondaires tels que B, C et D qui sont tabulaires ou présentent les formes si caractéristiques déjà signalées à plusieurs reprises à l'Ostry, au Liampowsky, etc. (sommet C).

Le 24 août 1905 nous avons fait l'ascension du Martaïnsky dans le but d'en relever les principales terrasses et de déterminer leur hauteur barométrique. Le temps était beau et la pression au matin identique à celle du jour précédent. Nous sommes montés depuis le Violce par le flanc Sud-Ouest de la montagne ; à la limite de végétation arborescente nous avons trouvé une première terrasse assez large dont la hauteur était de 860 mètres, puis de là jusqu'au col entre les deux sommets A et B, nous avons compté successivement les plateformes suivantes toujours constituées par des blocs de quartzites enchevêtrés.

N° 1	Hauteur = 860.	Terrasse large, à la limite de végétation.
» 2	id. = 900.	Petite terrasse étroite.
» 3	id. = 940.	id. id.
» 4	id. = 960.	Terrasse large de 300 mètres environ.
» 5	id. = 1010.	Terrasse large de 100 mètres environ.
» 6	id. = 1040.	Large terrasse sur laquelle s'élève un petit piton rocheux.
» 7	id. = 1080.	Petite terrasse.
» 8	id. = 1100.	Faible. Large terrasse de plus de 300 mètres.
» 9	id. = 1130.	Col plat entre les sommets A et B.
» 10	id. = 1140.	Faible terrasse sur B.
» 11	id. = 1160.	Plateforme au sommet de B.
» 12	id. = 1160.	Terrasse inférieure au sommet A.
» 13	id. = 1220.	Plateforme du sommet A.

Il ne faut pas oublier que toutes les hauteurs indiquées ici comme ailleurs sont *relatives,* puisque nous n'avons pas eu le même jour d'observation barométrique faite en un point d'altitude connue; de plus, le baromètre dont nous nous sommes servis et que nous avons soigneusement vérifié n'est pas un appareil de haute précision, sa graduation donnant les hauteurs de 10 en 10 mètres seulement. Cependant, les analogies entre les chiffres trouvés au Martaïnsky et au Bieli-Kamen sont telles, qu'il n'est pas téméraire de supposer que sur ces deux montagnes les niveaux de ces terrasses se correspondent. On remarque que partout les hauteurs qui séparent deux terrasses successives oscillent entre 10 et 40 mètres.

§ 6. *Les montagnes du Yalping-Nior et du Mourawlinsky-Kamen.*

Ces deux grandes chaînes parallèles de quartzites situées à quelques kilomètres à peine l'une de l'autre, appartiennent, comme nous l'avons vu, aux montagnes les plus élevées du bassin de la Wichéra. On peut s'attendre à y rencontrer les terrasses développées avec une ampleur particulière, c'est en effet ce qui a lieu, et aucune autre montagne, si ce n'est peut-être le Bieli-Kamen, ne se prête mieux à l'étude de ce curieux phénomène. L'Icherim, le Volkowsky-Kamen, le Mourawlinsky et le Yalping-Nior présentent une succession interrompue de ces terrasses; les sommets de ces différentes montagnes sont eux-mêmes des plateaux horizontaux analogues à ceux qui couronnent les dômes du Poyassowoï. Le 12 août 1905, nous avons fait l'ascension du sommet Sud du Mourawlinsky depuis la vallée qui se trouve à l'Ouest et avons déterminé avec le baromètre qui a servi à toutes les mensurations précédentes, la hauteur des principales terrasses qui s'échelonnent jusqu'au sommet; le temps était nuageux et assez mauvais. Ce sommet est une sorte de dôme séparé de celui qui vient plus au Nord par un col assez large. La montée s'effectue le long d'un ravin qui s'amorce dans la partie Sud-Ouest de la chaîne, il est profond et s'ouvre au Sud du sommet. Sur les deux rives de ce ravin on voit de profil des superbes terrasses dont les niveaux se correspondent, elles continuent jusqu'au sommet. Nous avons relevé en montant 8 terrasses principales qui se succèdent de bas en haut aux altitudes suivantes : 820 m.; 990 m.; 1135 m.; 1150 m.; 1170 m.; 1240 m. et 1270 m. Le sommet lui-même est à 1280, c'est un plateau de quartzites parfaitement horizontal. Depuis ce sommet on a une vue étendue sur le Yalping-Nior, que l'on voit de face et obliquement; les terrasses

Sommet terrassé designé par G Crête de Kwarkouche.
La photographie montre l'aspect si caractéristique que présentent certains de ces sommets terrassés isolés sur le plateau de Kwarkouche.

Massif du Jalping-Nior et terrasses, vue prise du Mourawlinsky Kamen.

s'y observent à perte de vue et forment des sillons parallèles ou des escaliers suivant la direction selon laquelle on regarde.

Nous avons désigné sur les fig. 16 et 17 qui représentent le panorama de cette chaîne dessiné du Mourawlinsky, les différents sommets qui s'y succèdent du Nord au Sud par les lettres A, B, C, etc. ; les deux cols principaux sont indiqués par les lettres β et γ ce sont eux-mêmes de larges plateaux.

Pour voir avec le plus de netteté possible les terrasses du Yalping-Nior, il faut les regarder depuis l'un des ravins latéraux situés sur le flanc Ouest de la chaîne ; elles présentent alors l'aspect donné, par exemple, par la fig. 29.

Nous avons déterminé en plusieurs endroits la hauteur barométrique de ces terrasses. Sous le sommet S, par exemple, à la hauteur du col γ, on trouve sur le

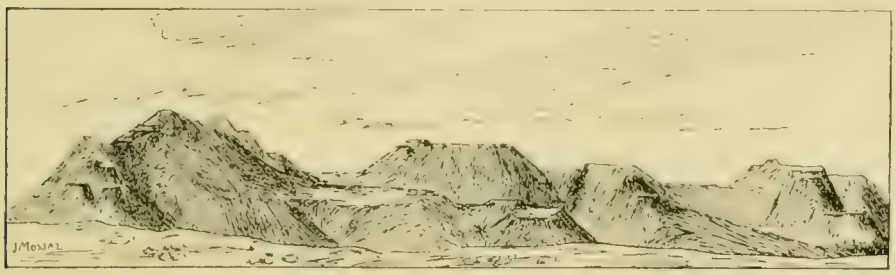


Fig. 29. — Vue générale des terrasses sur le bord du ravin qui s'amorce au col.

flanc Ouest une large terrasse qui cote 1080 m. (14 août 1905). Celle qui vient au-dessus est à 1230 m., le sommet lui-même qui est comme toujours disposé en plate-forme, est à 1280 m.

Le 17 août, nous avons également mesuré au baromètre et par un beau temps, les superbes terrasses du sommet Nord A, depuis le col situé entre A et B (fig. 16) et obtenu les résultats suivants :

Col entre A et B	= 905	mètres.
Première terrasse en montant	= 935	
Terrasse N° II	= 960	»
Terrasse N° III	= 980	»
Terrasse N° IV	= 990	»
Terrasse N° V	= 1010	
Sommet	= 1015	»

En redescendant du sommet par le bord opposé, nous avons retrouvé :

Sommet	= 1015	mètres.
Terrasse suivante	= 1010	»
id.	= 990	»
id.	= 980	»
id.	= 960	»

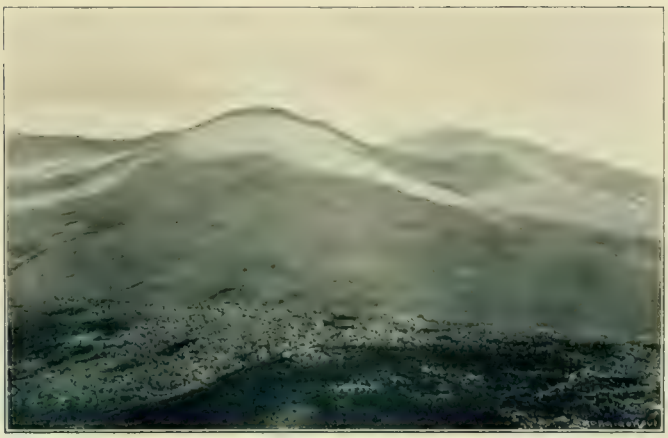
Il y a donc correspondance entre les terrasses.

§ 7. *Autres chaînes qui présentent le phénomène des terrasses.*

Nous n'avons cité dans les paragraphes qui précèdent que les chaînes sur lesquelles le phénomène des terrasses était le plus manifeste, mais on retrouve celles-ci pour ainsi dire sur toutes les montagnes, par exemple sur le Joubrechkine-Kamen, sur le Tschouwal puis sur le Rassinsky-Kamen. On les observe encore sur l'Oural au Nord de Poyassowoï, puis à l'Est de la ligne de partage, notamment sur la haute chaine du Tschistop. Partout elles présentent les mêmes caractères; la hauteur qui les sépare les unes des autres oscille d'habitude entre 10 et 40 mètres, mais le chiffre de 20 mètres est celui le plus souvent rencontré. C'est encore au phénomène des terrasses qu'est due la grande régularité des ouwals boisés, si fréquents dans la région, qui dessinent souvent à l'horizon des lignes parfaitement droites. Toute la haute Wichéra en un mot porte l'empreinte non dissimulée de cette topographie si particulière, et les mesures que nous avons données comme d'autres encore qui ne figurent point ici, permettent de supposer que les niveaux de ces principales terrasses se retrouvent sur des chaînes situées à une grande distance les unes des autres.

§ 8. *Conclusions générales relatives au phénomène des hautes terrasses.*

La grande extension que présente le phénomène des terrasses dans la région du bassin de la haute Wichéra tient évidemment à une cause très générale, qui a façonné le relief de toute cette contrée. Ces terrasses sont sans doute les restes d'une ancienne topographie qui n'a été conservée que là où les roches sont plus réfractaires à la désagrégation atmosphérique. Nous disons ancienne topographie, sans cependant qu'il nous soit possible de préciser une date. Nous savons que les vallées de l'Oural sont quaternaires, leurs alluvions couvertes renferment en effet parfois des molaires et des défenses de mammouth qui sont d'ailleurs souvent en assez mauvais état de conservation. D'autre part les hautes terrasses ne paraissent



Montagnes avec terrasses. Rive droite du col γ.
Chaîne du Jalping-Nior.

Terrasses sur la rive gauche du ravin du col γ.
Chaîne du Jalping-Nior.

pas avoir de relation avec les vallées quaternaires, au Bieli-Kamen en effet on voit nettement ces terrasses ravinées par divers cours d'eau affluents du Tschourol et de la Koutim; elles sont donc plus anciennes. Or sur les plateformes de ces terrasses, on ne trouve aucun dépôt susceptible de renseigner sur leur âge; partout le roc est à nu et nulle part on ne voit autre chose à leur surface que des blocs enchevêtrés produits sans doute par un morcellement du sol en place. Nous avons, il est vrai, comme limite extrême, la date de la grande chaîne hercynienne; celle-ci a été émergée aux temps permo-carbonifères et depuis cette époque elle a vraisemblablement été dénudée d'une manière continue, sans qu'il nous soit possible de retrouver des vestiges certains des phénomènes qui se sont succédés pendant ces périodes incalculables. Les hautes terrasses viennent dans une certaine mesure combler cette lacune. Echelonnées sur une verticale de plus de 600 mètres, elles témoignent qu'avant le creusement des vallées actuelles et la formation des alluvions à éléphas primigenius, le grand relief montagneux avait subi une érosion puissante, sans doute sous l'influence d'un régime hydrographique bien différent de celui actuel, et tout porte à croire que cette érosion a duré pendant une période fort longue. L'étude forcément sommaire que nous avons pu faire de ces terrasses qui n'avaient jamais été signalées antérieurement, a montré que leurs niveaux se correspondent certainement sur une grande étendue et qu'elles ont sur toute la région des caractères uniformes. Préciser davantage n'est guère possible, mais l'existence même de ces terrasses et l'ancienneté de la topographie si curieuse de la région que nous avons décrite sont chose acquise. Il restera à examiner dans la suite ce qu'il advient de ces terrasses dans les régions de l'Oural situées au Sud de celles que nous avons parcourues, puis dans celles qui, au Nord des sources de la Wichéra, se trouvent dans la partie de la chaîne où les géologues russes ont signalé la présence de dépôts glaciaires.

CHAPITRE VII

Les gisements de fer de la Wichéra. — Les gites de Verkne et de Nijne-Tschouwal.

§ 1. Enumération des gites de la Wichéra. — § 2. La rive gauche de la Wichéra entre Nijne et Verkne-Tschouwal. — § 3. Description du gisement de Verkne-Tschouwal. — § 4. Caractères du minerai et composition chimique. — § 5. Extension du niveau minéralisé. — § 6. Description du gisement de Nijne-Tschouwal. — § 7. Caractères du minerai et composition chimique. — § 8. Conclusions générales relatives aux gites de Verkne et de Nijne-Tschouwal.

§ 1. *Enumération des gîtes de la Wichéra.*

Les gisements de la Wichéra sont au nombre de cinq, à savoir :

1. Le gisement de Verkne-Tschouwal.
2. Le gisement de Nijne-Tschouwal.
3. Le gite du Joubrechkine-Kamen.
4. Le gite de Choudia.
5. Les divers gisements des environs de Koutim.

Tous ces gisements sont situés sur la rive gauche de la Wichéra, mais leur origine ainsi que la nature même des formations qui les encaissent sont bien différentes. Les deux premiers se trouvent dans la zone synclinale dévonienne de la Wichéra et se rattachent directement aux formations qui constituent cette zone; le troisième est un gite de ségrégation directe dans le gabbro qui forme le Joubrechkine; le quatrième, celui de Choudia, a pour origine une fissure dans les schistes cristallins, remplie postérieurement à son ouverture par une limonite concrétionnée de formation sans doute relativement récente; quant aux gisements de Koutim, ce sont des poches d'oligiste dans les dolomies caverneuses du dévonien moyen dolomies qui sont ici isolées à l'état de lambeaux au milieu des schistes cristallins.

§ 2. *La rive gauche de la Wichéra, entre Nijne et Verkne-Tschouwal.*

Lorsqu'on remonte la Wichéra, depuis le confluent du Violce jusqu'à quelques centaines de mètres en aval de Nijne-Tschouwal, on rencontre sur les deux rives de nombreux affleurements qui sont presqu'exclusivement formés par les dolomies du

dévonien moyen. Celles-ci forment volontiers des falaises ou des berges escarpées, découpées en certains endroits par l'érosion en pyramides ou en rochers ruiniformes d'un aspect souvent très pittoresque. Ces dolomies ne sont point horizontales mais ondulent au contraire et dessinent une série d'anticlinaux et de synclinaux à faible rayon de courbure. Près de Nijne-Tschouwal, ces dolomies cessent, et pendant quelques kilomètres les affleurements font défaut sur la rive gauche qui forme une berge assez plate, ils sont nombreux par contre sur la rive droite et se continuent pour ainsi dire sans interruption jusqu'à Verkne-Tschouwal; les roches qu'on y rencontre ne sont plus des dolomies, mais des schistes argileux noirâtres ou grisâtres plus ou moins feuilletés, souvent très froissés et traversés par des filonnets de quartz.

A Verkne-Tschouwal, on voit affleurer des roches analogues sur la rive gauche, et directement sous les estacades à minerai; ce sont également des schistes noirâtres qui se délitent en plaquettes, sont rugueux au toucher, toujours plus ou moins siliceux et argileux, et ne font pas effervescence aux acides. Ces schistes appartiennent incontestablement au dévonien inférieur. Sur la même rive, mais à une centaine de mètres plus en amont, on peut voir un gros affleurement de ces roches qui plongent vers l'Est de 15 à 25°; à cet endroit, la Wichéra coude un peu vers l'Est. Les affleurements se continuent sur la rive gauche, ils sont formés par des roches un peu différentes, schisteuses et noirâtres également, argileuses et siliceuses, mais qui font effervescence avec les acides. On les voit affleurer au niveau de la rivière, elles supportent directement des calcaires dolomitiques de couleur grisâtre ou gris blanchâtre qui mesurent au plus de $0^m,20$ à $0^m,30$ d'épaisseur et qui alternent avec des variétés plus argileuses qui se délitent en plaquettes. Le plongement du complexe se fait toujours à l'Est, l'angle oscille entre 10 et 20°. Si l'on tient compte des positions respectives qu'occupent ces divers affleurements, on peut conclure que les calcaires dolomitiques sont superposés aux véritables schistes argileux (ou alternent peut-être avec eux), mais que ces formations dans leur ensemble appartiennent au dévonien inférieur dont elles représentent peut-être le sommet.

§ 3. *Description du gisement de Verkne-Tschouwal.*

La mine de Verkne-Tschouwal se trouve en ligne droite à 250 mètres environ de la Wichéra; le minerai y a été exploité sur deux points différents que nous désignerons dans ce qui suivra par mine de l'Est et mine de l'Ouest (fig. 30). Une petite voie Decauville desservait ces deux mines; elle arrivait tout d'abord jusqu'à la mine de l'Ouest, puis s'engageait dans une longue tranchée plus ou moins sinueuse, mais orientée en moyenne Est-Ouest qui aboutit à une galerie d'une trentaine de

mètres de longueur faite en plein minerai. Cette tranchée permet d'observer aisément l'allure du minerai et ses relations avec les formations qui se trouvent à son

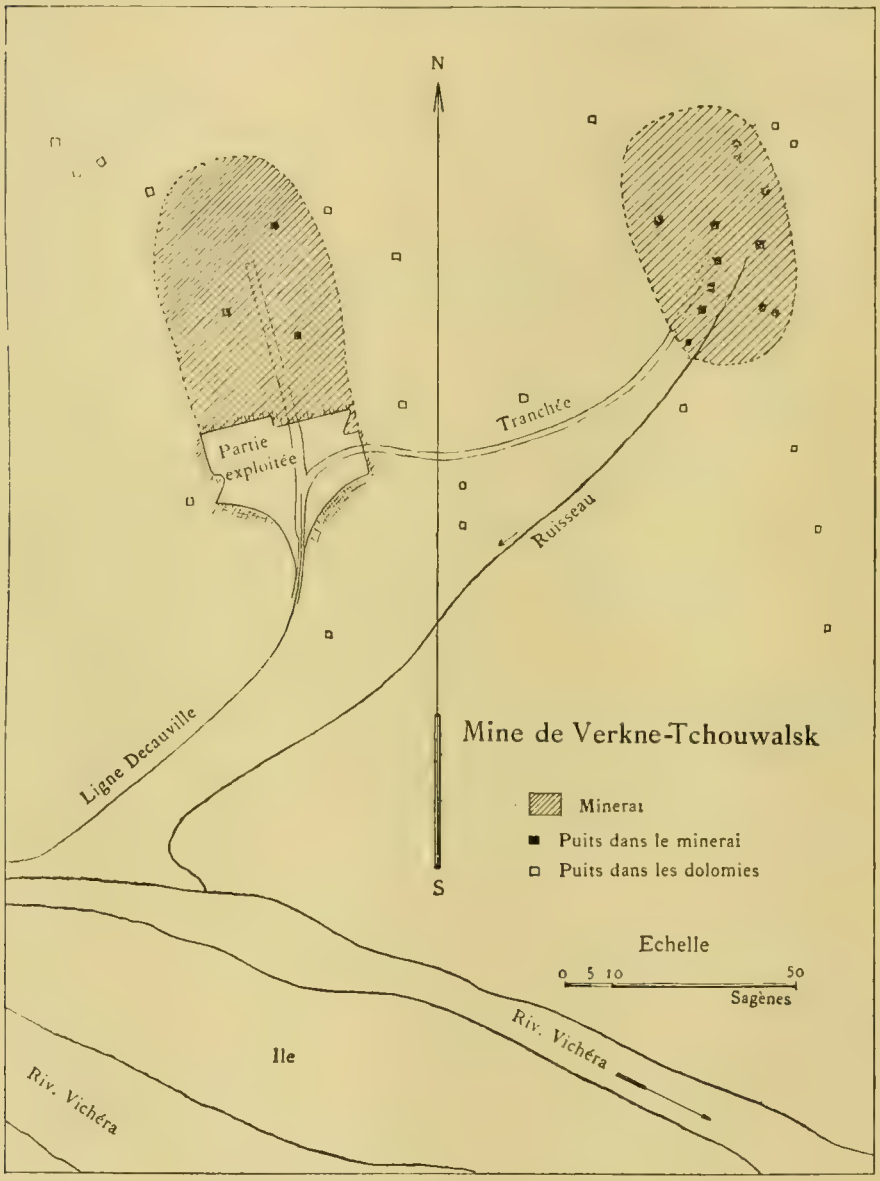


Fig. 30. — Plan de la mine de Verkne-Tchouwalsk.

mur. En effet, à l'entrée même de la galerie soit à l'extrémité Est de la tranchée, ce minerai apparaît en bancs compacts et parfaitement lités, qui mesurent de 0m,12 à 0m,30 de puissance. Depuis le seuil de la galerie, l'épaisseur totale de celui-ci est de 2m,8, les bancs sont encore recouverts par 0m,80 de terrain formé par des blocs anguleux du même minerai mêlés à de l'argile; ce terrain meuble paraît résulter d'un morcellement in situ du sol. Nulle part on ne peut observer le toit du minerai. En suivant la tranchée, on voit les couches minéralisées qui affleurent sur le bord Sud de celle-ci plonger régulièrement vers l'Ouest sous un angle de 14°; elles sont recouvertes d'argile mêlée à des blocs du même minerai. Au point où la direction de la tranchée subit un léger changement, on voit affleurer en contrebas un banc de dolomie plongeant de 12° vers l'Est; un peu plus loin ces mêmes dolomies se continuent sur une assez grande longueur, elles gardent tout d'abord un faible plongement vers l'Est, puis deviennent presque horizontales. Au bord Sud de la tranchée,

Fig. 31. — Profil de la tranchée.
A = Minerai. — B = Dolomies. — C = Argile. — D = Terrain superficiel.

on peut constater aisément qu'elles sont recouvertes par des couches concordantes de minerai lité qui, à quelques mètres de là, paraissent disloquées et percent localement au milieu de l'argile et des éboulis qui forment le talus; ces couches sont elles-mêmes surmontées d'une épaisseur de 0m90 à 1m30 de terrain meuble formé également d'argile et de blocs de magnétite. A quelques mètres de là les couches de minerai disparaissent et les dolomies qu'on voit affleurer en bancs horizontaux sur la pente du talus sont directement recouvertes par le terrain superficiel indiqué, les blocs de minerai dispersés dans l'argile y gardent cependant un certain alignement qui provient de la stratification première des couches morcelées. Plus à l'Ouest, le minerai lité disparaît complètement; les dolomies d'abord horizontales, esquissent un faible plongement vers l'Ouest, puis cessent bientôt d'affleurer en bancs continus; le talus du bord Sud de la tranchée est alors formé d'argile mêlée à des blocs de minerai, cependant çà et là on remarque dans ce talus des bancs de dolomies en place qui percent au milieu de l'argile et montrent la continuité de la formation. La figure 31 sert à illustrer les observations relevées dans la partie Est de la tranchée. Celles-ci permettent de conclure que le minerai de Verkne-Tschouwal, régulièrement stratifié et lité, repose directement sur les dolomies qui en forment donc

le mur, tandis que le toit est toujours constitué par des terrains meubles formés d'argile contenant des blocs de minerai. Les couches minéralisées ne forment pas une nappe horizontale, mais sont au contraire plissées en synclinaux et en anticlinaux très plats. Dans les parties profondes des cuvettes synclinales, les bancs de minerai lité sont conservés, dans les parties plus élevées ou encore sur les têtes des anticlinaux ce minerai a été décapé ou a subi un morcellement in situ qui l'isole en blocs gisant pêle-mêle au milieu de l'argile.

Les observations qu'on peut faire sur le bord Nord de la tranchée sont identiques à celles qui précèdent. Tout près de l'entrée de la galerie et sur quelques mètres seulement, on voit affleurer sur le talus des couches de minerai qui se raccordent absolument avec celles situées vis-à-vis, mais rapidement ces couches disparaissent et les talus ne sont alors plus formés que par de l'argile contenant des blocs de minerai; cependant à l'endroit où les dolomies apparaissent au bord Sud de la tranchée, elles se retrouvent vis-à-vis sur le bord Nord de celles-ci et il est aisé de constater qu'elles y présentent un deuxième plongement de 10° du côté du Sud. Il est donc probable qu'à côté des ondulations habituelles dont les plis sont généralement orientés N. S. il existe d'autres rides orthogonales sur les premières. La figure 32 donne le profil transversal levé sur cette tranchée.

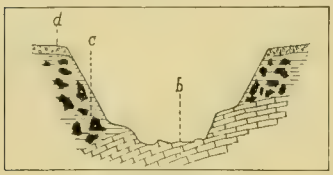


Fig. 32. — Profil transversal de la tranchée.
B = Dolomies. — C = Argile avec minerai. — D = Terrain superficiel.

Sur la mine de l'Ouest, les observations qu'on peut faire sont moins nettes; la partie Sud du gisement a déjà été exploitée, le minerai s'y montre sur une taille de 80 mètres environ, mais vu la nature des lieux, il est difficile d'observer son allure. On y voit bien des couches litées en place, mais les affleurements ont une faible épaisseur et sont masqués par des éboulis. Le minerai est toujours surmonté d'argile contenant des fragments de celui-ci, puis d'une couche de cailloutis alluviaux. Au milieu de la taille s'ouvre une tranchée dirigée à peu près N. S. qui mesure environ 70 m. de longueur et qui aboutit à un front de taille très étroit sur lequel on voit également le minerai en couches litées surmontées par de l'argile contenant des blocs de ce dernier; les couches plongent de 11° vers l'Est, les talus de la tranchée sont recouverts d'argile et d'éboulis, cependant à une quarantaine de mètres du front de taille on peut observer quelques affleurements de minerai en place au pied du talus; les couches plongent de 2° à 3° vers l'Ouest; un peu plus loin, et sur le bord Est cette fois, on peut remarquer une tête de couche de minerai en place qui plonge ici de quelques degrés vers l'Est. Sur cette mine il n'est pas possible de voir les rapports du minerai avec son mur, cependant par l'examen des

déblais des nombreux puits faits dans le voisinage, la superposition directe de ce minerai aux dolomies ne fait aucun doute. Les plongements relevés sur la tranchée semblent indiquer qu'elle suit l'axe d'un anticlinal très plat et secondaire que formerait le minerai.

Les dolomies qui supportent le minerai sont toujours fétides, l'épaisseur des bancs dépasse rarement 0^m30, elles sont souvent schisteuses et sur les haldes comme le long des tranchées on peut observer toute une série de variétés qui vont depuis de véritables schistes dolomitiques, jusqu'à des roches gris-bleuâtre à grain fin, compactes, toujours plus ou moins siliceuses et argileuses, souvent mouchetées et qui paraissent fréquemment légèrement talqueuses. Lorsque ces roches ont été exposées longtemps à la pluie, l'eau enlève les parties dolomitiques plus tendres et laisse celles talqueuses ou siliceuses qui forment alors saillie; il en résulte que les surfaces de ces dolomies qui se trouvent en contact avec les agents atmosphériques se couvrent d'aspérités et prennent un aspect très caractéristique. Toutes ces dolomies se dissolvent dans les acides en laissant un notable résidu et dégagent une forte odeur bitumineuse. Si on prend en considération la petite distance qui sépare la mine des berges de la rive gauche de la Wichéra et aussi la faible inclinaison des roches qui affleurent le long de ces berges, il paraît évident que les dolomies fétides qui supportent le minerai sont supérieures à ce dernier, ce qui nous conduit à la stratigraphie suivante :

1. A la base : schistes argileux et siliceux noirs du D^1.
2. Schistes argilo-calcaires ou dolomitiques, alternant avec des bancs calcareo-dolomitiques de faible épaisseur.
3. Dolomies bitumineuses formant le mur de minerai.
4. Minerai lité de Verkne-Tschouwal.

Le niveau du minerai est donc précisé et selon qu'on place les dolomies bitumineuses dans le D^1 ou le D^2, on peut dire que celui-ci se trouve au sommet de la série du dévonien inférieur ou à la base du dévonien moyen, l'absence de fossiles dans les dolomies ne permet pas une détermination plus exacte.

§ 4. *Caractères du minerai et composition chimique.*

Le minerai de Verkne-Tschouwal est toujours dur et compact, le grain en est fin, la couleur gris-noirâtre, rougeâtre ou encore souvent violacée; il paraît fréquemment moucheté. L'épaisseur des bancs varie de 0^m10 à 0^m60; tantôt les couches

sont directement superposées, tantôt elles sont séparées par de minces intercalations argilo-ocreuses, le minerai lui-même est parfois ocreux et terreux.

Nous avons examiné au microscope un grand nombre de coupes des différentes variétés de ce minerai et observé ce qui suit : En principe le minerai est toujours une quartzite formée par des petits grains de quartz polyédriques qui sont directement pressés les uns contre les autres et forment une véritable mosaïque. Dans les types pauvres en fer, on trouve disséminés parmi les grains de quartz, de très nombreux octaèdres de magnétite, dont la dimension est toujours supérieure à celle de ces grains. Dans les variétés plus riches, ces octaèdres s'agrègent pour donner naissance à des amas distribués irrégulièrement, ou au contraire alignés en traînées au milieu du quartz. Souvent alors la magnétite est accompagnée d'oligiste en grains et plages rougeâtres et translucides, qui frangent volontiers le fer oxydulé et lui constituent localement une sorte d'auréole ; cet oligiste est d'ailleurs très inférieur à la magnétite au point de vue quantitatif, plus le minerai devient riche, plus il diminue au profit de celle-ci. Dans les variétés qui forment le minerai traitable, les plages de magnétite deviennent très nombreuses et forment le fond de la roche, elles sont alors très rapprochées ou se touchent directement en laissant des cryptes remplies par du quartz polyédrique mêlé à une fine poussière d'éléments ferrugineux (fig. 33). En même temps on remarque la présence d'une superbe *amphibole* très polychroïque, en cristaux assez volumineux et abondants, qui constitue une variété tout à fait nouvelle à laquelle nous avons donné le nom de *Tschernichéwite*, ses caractères sont les suivants : Les cristaux fortement allongés selon l'axe prismatique mesurent jusqu'à 15 millimètres, ils présentent les combinaisons $m = (110)$ et $g^1 = (010)$, quelquefois on observe également $h^1 = (100)$ mais plus rarement. Ils ne sont jamais terminés et ne semblent pas mâclés. Les clivages $m = (110)$ sont nets et sur la section perpendiculaire à n_p se coupent sous un angle de 126° à 127°. Le polychroïsme extraordinairement intense de cette amphibole joint à sa forte dispersion en rendent l'étude difficile de sorte que les propriétés optiques que nous avons déterminées sont forcément incomplètes, elles suffisent cependant amplement pour caractériser l'espèce comme nouvelle.

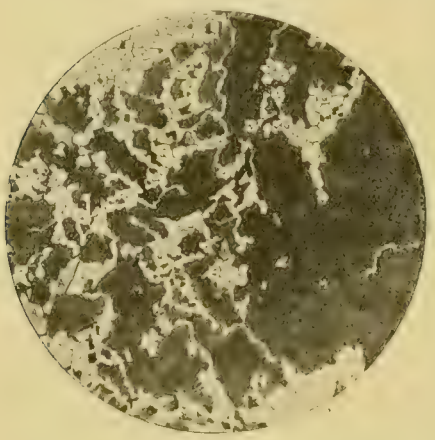


Fig. 33. — Coupe du minerai de Verkne-Tschouwal. Chambre claire. Lumière naturelle. — M = Magnétite. — A = Quartz.

L'allongement des cristaux est négatif; le plan des axes optiques est perpendiculaire à $g^1 = (010)$; sur les sections normales à n_p, la trace du plan des axes passe en effet dans l'angle aigu des clivages $m = (110)$. Sur $g^1 = (010)$ n_p s'éteint à 4° de l'arête $h^1\ g^1$ sans qu'il soit cependant possible de préciser le sens de l'extinction. La bissectrice aiguë paraît être n_g mais l'angle 2 V étant voisin de 90° il est difficile d'être affirmatif, surtout avec la forte dispersion des axes optiques observée; il est probable cependant que le signe est réellement positif et nous nous basons pour cette appréciation sur l'allure des hyperboles dans le champ, ainsi que sur les valeurs comparées des biréfringences des sections perpendiculaires aux deux bissectrices. La dispersion est très forte; celle des axes paraît se faire dans le sens $\rho < V$. L'intensité de l'absorption n'a pas permis de mesurer les trois indices par la réflexion totale, l'indice n_m n'est en tout cas pas inférieur à 1,65; quant aux biréfringences qui sont faibles, de nombreux essais faits sur des plaques normales aux deux bissectrices n'ont pas fourni des résultats suffisamment concordants pour inspirer confiance; par contre sur la section $n_g - n_p$ nous avons à plusieurs reprises trouvé le chiffre de 0,0115, que nous considérerons comme très voisin de la réalité. Quant au polychroïsme toujours excessivement intense, il est comme suit :

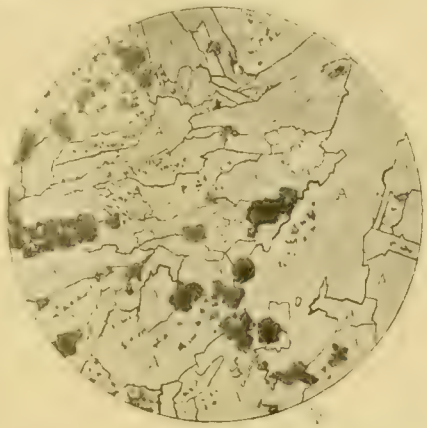


Fig. 34. — Coupe du minerai de Verkne-Tschouwal. — A = Tschernichéwite. — B = Magnétite. — Q = Quartz.

n_g = violet foncé.

n_m = bleu verdâtre très intense. n_p = jaune verdâtre très pâle.

Cette amphibole est sodifère et très riche en fer, nous n'en avons pu obtenir suffisamment pour en faire l'analyse quantitative, elle est d'ailleurs très difficile à isoler à l'état pur, car certains cristaux sont littéralement criblés d'inclusions de magnétite. Nous n'avons rencontré la Tschernichéwite que dans le minerai riche (fig. 34), dans les quartzites pauvres en magnétite elle paraît faire défaut; les cristaux sont généralement disposés dans les cryptes au milieu des grains de quartz; dans certaines variétés ils sont assez abondants; nous avons observé sur divers spécimens une tendance ou groupement fibroradié.

La composition chimique du minerai de Verkne-Tschouwal est donnée par l'analyse suivante, qui nous a été communiquée par la direction des usines.

Analyse du minerai de Verkne-Tschouwal.

SiO_2	=	42,30
Al_2O_3	=	2,00
Fe_2O_3	=	39,77
FeO	=	12,96
CaO	=	0,50
MgO	=	0,49
MnO	=	0,11
SO_3	=	0,17
P_2O_5	=	0,05
Perte au feu	=	1,15
		99,50

L'analyse a été faite sur un échantillon moyen pris sans triage dans un gros tas de minerai.

§ 5. *Extension du niveau minéralisé.*

L'extension du niveau minéralisé ne peut être établie que par des recherches, car nulle part en dehors des berges de la Wichéra, on ne voit d'affleurements, toute la contrée étant couverte par la forêt. Il existe à Verkne-Tschouwal un grand nombre de puits et de sondages faits à des époques fort différentes, mais comme nous n'avons pas eu en mains les journaux de recherches, nous avons dû nous en tenir aux indications générales fournies par des personnes ayant assisté en partie à ces recherches, et aussi à l'examen des déblais des anciens puits. Du côté de l'Est, à une soixantaine de mètres de l'entrée de la galerie, ces puits ont rencontré des dolomies et des calcaires dolomitiques, puis quelquefois aussi de l'argile avec des cailloux de minerai. Au Nord, les sondages indiquent la présence des mêmes dolomies, qui, sur la mine de l'Ouest, se trouvent à une distance de 50 à 60 mètres de l'extrémité septentrionale de la tranchée. Vers l'Ouest les dolomies et schistes dolomitiques ont été rencontrés par des puits placés de 50 à 80 mètres de l'extrémité septentrionale de la tranchée; il en est de même au Sud de la partie exploitée sur la mine de l'Ouest et de la grande tranchée donnant accès à celle de l'Est. Si donc on s'en tient aux résultats de ces recherches, le gisement de Verkne-Tschouwal serait circonscrit par des dolomies sur lesquelles il formerait un placage local. Ce revêtement n'est d'ailleurs pas continu de la mine de l'Est à celle de l'Ouest car des puits faits entre ces deux mines ont rencontré les dolomies en place après

avoir en certains endroits traversé une couche de terrain meuble contenant des fragments de minerai. Les deux mines forment donc deux cuvettes lenticulaires isolées entourées par les dolomies. Les contours exacts de ces cuvettes ainsi que leur étendue ne sauraient être précisés les travaux de recherches effectués étant encore insuffisants pour cela. Cette localisation du minerai n'a d'ailleurs rien de surprenant après ce qui a été dit, l'érosion a en effet nivelé toute la région qui forme la rive gauche de la Wichéra et le minerai étant, comme nous l'avons vu, plissé avec les dolomies en synclinaux et anticlinaux assez plats, se conservera évidemment dans les cuvettes synclinales tandis qu'il disparaîtra sur les anticlinaux. Les dolomies qui séparent les deux mines de l'Est et de l'Ouest sont certainement le reste d'un de ces bombements anticlinaux dont la couverture minéralisée a disparu ; le croquis (fig. 35) montre cette disposition.

Le minerai de Verkne-Tschouwal formant, comme nous l'avons vu, un niveau quartziteux minéralisé dans le dévonien, on peut logiquement supposer que le gise-

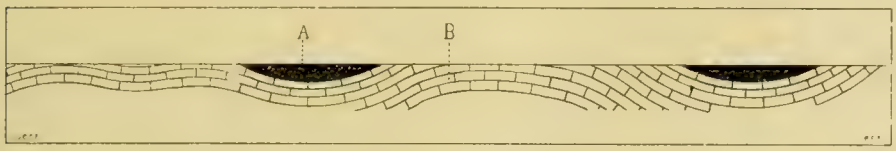


Fig. 35. — Profil à travers les deux gisements de l'Est et de l'Ouest.
A = Minerai. — B = Dolomies.

ment connu n'est pas seul de son espèce dans la région. Rien en effet n'autorise à supposer que les quartzites minéralisées sont un accident local, dans ces conditions le minerai doit se rencontrer nécessairement sur d'autres points, à moins que les axes des plis ne se soient brusquement relevés ou au contraire abaissés ; dans le premier cas l'érosion aurait fait disparaître le minerai et peut-être aussi son soubassement de dolomies, dans le second il serait encore recouvert par les couches hypothétiques qui en forment le toit et qui seraient enfoncées sous l'argile et les cailloutis contemporains. Or, des puits faits à une petite distance au Nord du gisement de Verkne-Tschouwal ont en effet montré l'existence de deux petits îlots de minerai recouverts d'une épaisse couche d'argile et de galets. Partout ailleurs, d'après les renseignements qui nous ont été données, les puits n'ont rencontré que des dolomies après avoir traversé une épaisse couche d'argile. Très souvent ces puits ne sont pas arrivés sur la roche en place et ont été arrêtés dans l'argile dont l'épaisseur était considérable ; la question posée n'est donc pas résolue. Nous avons également fait exécuter une batterie de 6 puits espacés les uns des autres de 200 mètres et disposés sur une ligne orientée Est Ouest qui partait de l'entrée de la galerie de la mine de l'Est.

Le premier de ces puits après avoir traversé 5 mètres d'argile, a rencontré la roche en place, *formée par des quartzites blanches avec quelques taches ocreuses* et des mouchetages ferrugineux. Le deuxième puits a trouvé des roches analogues; les autres sont restés dans l'argile plastique.

Il résulte de ces recherches que sur plus de 400 mètres de distance à l'Est de l'entrée de la galerie, on trouve des quartzites; comme celles-ci appartiennent très certainement au niveau à minerai, ce dernier n'est donc pas un accident local. L'absence de minéralisation dans ces quartzites peut s'expliquer de deux manières. Ou bien celles-ci sont supérieures et représentent le toit stérile du minerai qui doit nécessairement se trouver au-dessous, ou bien elles forment l'horizon à minerai lui-même, et la magnétite est alors sporadique dans cette formation.

§ 6. *Description du gisement de Nijne-Tschouwal.*

Ce gisement se trouve à quelques kilomètres au Sud-Est de celui de Verkne-Tschouwal, au pied même de la montagne de Tschouwal; il est distant de 3 kilomètres environ de la Wichéra et suit sensiblement la direction de la chaîne. La majorité des travaux faits à Nijne-Tschouwal étant souterrains, et les puits et galeries étant inondés, nos observations se sont bornées à l'examen des déblais des haldes et des rares points sur lesquels il existe des travaux à ciel ouvert. La mine se compose de deux gites distincts, celui du Nord et celui du Sud. Le gite du Sud, le plus anciennement connu, se trouve au pied même de la montagne; il est dirigé à peu près Nord-Sud. A l'origine le minerai n'y affleurait que sur quelques points seulement, il est recouvert d'une couche d'argile et de cailloutis qui atteint de 4 à 5 mètres. Les cailloux sont exclusivement des schistes verts éboulés au flanc Ouest du Tschouwal. Le gisement lui-même a été étudié par une série de puits alignés sur des batteries transversales à sa direction; ces puits ont, dans la plupart des cas, traversé le minerai de part en part, ils sont accompagnés d'un réseau de galeries. Le contour du gisement est vaguement elliptique; celui-ci affecte une disposition lenticulaire, il s'amincit en effet sur les bords Est et Ouest. Le toit de ce minerai est invariablement formé par de l'argile grasse, rougeâtre et plastique, qui contient de nombreux fragments de quartzites blanches qui semblent provenir d'un morcellement in situ. Il paraît évident ici que ce sont les couches litées de ces quartzites qui ont dû primitivement former le toit du minerai; on ne saurait en effet supposer qu'elles sont un matériel apporté d'ailleurs, car ces roches font défaut dans les parois voisines du Tschouwal, comme aussi dans le voisinage plus ou moins immédjat du gite. Nous n'avons d'ailleurs jamais trouvé d'autres roches dans les déblais

des puits, et cette observation concorde exactement avec les renseignements qui nous ont été donnés par les personnes qui ont dirigé les recherches. L'examen de ces quartzites nous a permis de nous convaincre qu'elles sont pétrographiquement identiques avec celles que nous avons rencontrées dans nos puits à Verkne-Tschouwal; ces roches sont d'ailleurs tellement typiques qu'elles se reconnaissent au premier coup d'œil. Elles sont friables, blanches, parfois caverneuses, se brisent facilement, et sont formées par des parties qui sont hyalines et d'autres saccharoïdes.

Presque tous les échantillons renferment des mouchetages de pyrite toujours oxydée et remplacée par des amas ocreux de forme cubique.

Le minerai qu'on trouve sous l'argile qui contient les blocs de quartzite est rarement stratifié; sur quelques points seulement on peut voir des régions où il est encore régulièrement lité; partout ailleurs il est morcelé et brisé sur place et l'ar-

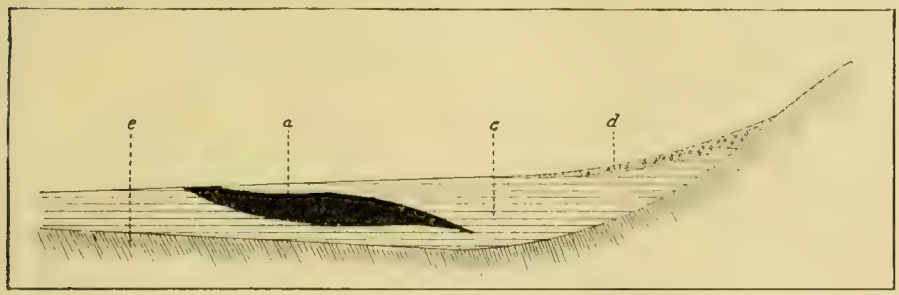


Fig. 36. — Coupe à travers le gisement de Nijne-Tschonwal.
A = Minerai. — E = Schistes verts métamorphiques. — C = Argile. — D = Terrain superficiel.

gile du toit s'infiltre alors dans les cassures qui séparent les blocs. Les travaux souterrains ont montré que le plongement des couches minéralisées se fait régulièrement vers l'Est; il est en moyenne de 10° seulement, mais sur le bord Est de la lentille il s'accentue et atteint 30°. Ce dernier fait laisserait supposer que ce minerai s'enfonce sous le flanc Ouest du Tschouwal où il serait alors recouvert par les schistes cristallins qui forment cette montagne, mais il n'en est rien, car des puits profonds faits plus à l'Est n'ont plus rencontré le minerai et un travers banc partant du fond d'un puits situé sur le bord Est de la mine et qui avait traversé toute l'épaisseur du minerai a rencontré des schistes quartziteux blanc-grisâtres appartenant à un niveau géologique sur lequel nous ne sommes point encore fixés. Il est d'ailleurs évident que le plongement du minerai vers l'Est est moins brusque que celui des schistes verts du Tschouwal qui forment sans doute son soubassement à une certaine profondeur. Ces schistes se retrouvent à une petite distance du bord Ouest de la mine, près des baraquements; c'est ce que l'on peut constater sur les déblais de plusieurs puits faits en cet endroit.

Quant au mur du minerai, il est formé par une argile blanchâtre parsemée de débris quartzeux; jamais on n'y a rencontré la roche en place dans les puits nombreux qui ont été faits sur la mine, les dolomies qui notamment forment le mur du minerai à Verkne-Tschouwal sont inconnues à Nijne-Tschouwal; il convient cependant d'ajouter que ces puits ont toujours été arrêtés à leur rencontre avec le mur argileux et n'ont pas pénétré plus loin dans cette formation. La figure 36 donne la disposition du gite de Nijne-Tschouwal.

Le gisement du Nord a été découvert en 1899 par des sondages; il était également sous l'argile et les cailloutis; actuellement il a été dépouillé de cette couverture de sorte que le minerai peut être présentement exploité à ciel ouvert. Les relations de ce minerai avec les formations qui en constituent le toit et le mur sont absolument identiques à celles relevées sur le gite du Sud, mais le minerai est encore plus morcelé et toujours mêlé à de l'argile.

§ 7. *Caractère du minerai et composition chimique.*

Le minerai de Nijne-Tschouwal est absolument identique à celui de Verkne-Tschouwal. C'est comme lui une quartzite imprégnée à des degrés divers de magnétite et d'oligiste. Là où la stratification des bancs est encore visible, les lits sont séparés par des minces intercalations ocreuses et argileuses, souvent le minerai devient lui-même ocreux ou limonitique, mais toujours par suite d'une altération posthume; il paraît en moyenne plus riche en fer total et aussi en oligiste que celui de Verkne-Tschouwal, comme le montre l'analyse suivante qui nous a été communiquée par la direction des usines de la Wichéra.

Analyse du minerai de Nijne-Tschouwal.

SiO_2	=	10,30
Al_2O_3	=	1,50
Fe_2O_3	=	68,37
FeO	=	17,10
MnO	=	0,26
CaO	=	0,30
MgO	=	1,88
SO_3	=	0,02
P_2O_5	=	0,03
Perte au feu	=	0,65
Total	=	100,41

L'analyse a été faite sur une prise qui représente la composition moyenne du minerai.

Nous avons, sur la base de cette analyse, calculé les proportions relatives de magnétite et d'oligiste qui sont associées dans les deux minerais de Verkne et de Nijne-Tschouwal, et trouvé les résultats suivants :

	Minerai de Verkne-Tschouwal :	Minerai de Nijne-Tschouwal :
Magnétite	41,75	55,1
Oligiste	10,97	30,37

On voit d'ailleurs que le minerai de Nijne-Tschouwal est beaucoup plus riche en oligiste que celui de Verkne-Tschouwal; il agit aussi plus faiblement sur l'aiguille aimantée.

§ 8. *Conclusions relatives aux gites de Verkne et de Nijne-Tschouwal.*

Il résulte de l'exposé qui précède que les gites de Nijne et de Verkne-Tschouwal sont semblables et se présentent, à la richesse près du minerai, dans des conditions identiques. Les quartzites blanches mouchetées de pyrite trouvées par nos puits à Verkne-Tschouwal et qui sont évidemment un passage latéral du minerai ou peut-être son toit, se rencontrent également à Nijne-Tschouwal avec des caractères identiques, mais ici en blocs mêlés à de l'argile, au toit même du minerai. Sans doute les dolomies fétides qui, à Verkne-Tschouwal, forment le mur, n'ont jamais été observées à Nijne-Tschouwal; dans cette dernière localité les puits qui ont traversé le minerai, comme aussi ceux restés dans le stérile, ont toujours rencontré une argile talqueuse chargée de débris de schistes quartziteux, le soubassement du minerai est donc ici différent; toutefois les innombrables batteries de puits que nous avons faites sur toute l'étendue du synclinal de la Wichéra ayant démontré que les formations du dévonien sont souvent transgressives sur les schistes verts, l'absence de dolomies ou de schistes argilo-calcaires au mur se trouve ainsi aisément expliqué. Si en effet ce sont les schistes quartziteux trouvés dans l'argile et sous le minerai qui forment réellement ce mur, et si ceux-ci sont de plus rattachables aux schistes métamorphiques développés dans la montagne de Tschouwal, le gite de Nijne-Tschouwal apparait alors comme le reste d'un lambeau

dévonien d'épaisseur réduite, qui est transgressif sur les schistes verts qui l'environnent de toutes parts; la présence de ces schistes très redressés dans les puits qui sont à l'Ouest de la mine viendrait corroborer cette manière de voir. L'épaisseur des couches minéralisées est, à Nijne-Tschouwal, en moyenne bien supérieure à celle qu'on observe à Verkne-Tschouwal, mais ce fait ne présente rien qui soit anormal, car il est incontestable que dans cette dernière localité, le minerai n'a plus aujourd'hui son épaisseur initiale, une bonne partie de ce dernier ayant été enlevée par l'érosion. Il faut ajouter qu'à Nijne-Tschouwal, les quartzites caverneuses sont nettement au toit du minerai, fait qui semble indiquer qu'à Verkne-Tschouwal elles ne sont point un passage latéral de celui-ci.

Toute la région comprise entre Verkne et Nijne-Tschouwal a fait l'objet de nombreux sondages; ceux-ci ont presque toujours rencontré une épaisse couche d'argile qui, à une certaine profondeur, renfermait fréquemment des débris de quartzites blanches mouchetées de pyrite. Ces puits n'ont malheureusement pas été poussés plus profondément, mais les résultats qu'ils ont fournis suffisent pour établir que l'horizon quartziteux n'est point local mais au contraire relativement étendu, et très probablement continu entre les deux mines. La question de savoir s'il y est ou non minéralisé ne paraît pas tranchée par les travaux actuels.

CHAPITRE VIII

Les gisements de fer de la Wichéra. Le Joubrechkine-Kamen et la mine de Choudia.

§ 1. La région située entre la Wichéra et le Joubrechkine. — § 2. Structure géologique du Joubrechkine. — § 3. Le gabbro, caractères microscopiques et composition chimique. — § 4. Le minerai de fer, structure microscopique et composition chimique. — § 5. Relations entre le gabbro et le minerai de fer. — § 6. Structure géologique de la mine de Choudia. — § 7. Description du gisement de Choudia. — § 8. Caractères et composition chimique du minerai.

§ 1. *La région située entre la Wichéra et le Joubrechkine.*

Le Joubrechkine-Kamen se trouve à une dizaine de kilomètres à l'Est du confluent de la Wichéra avec la rivière Violce, il est visible de fort loin et constitue une crête rocheuse et dénudée dirigée sensiblement Nord-Sud, dont la hauteur au point culminant dépasse 850 mètres. On peut s'y rendre aisément en suivant la petite ligne de chemin de fer à voie étroite qui va des usines du Violce à la mine de Choudia et qui coupe presque normalement les formations dévoniennes du synclinal de la Wichéra. En suivant la voie on peut voir nettement les rapports des schistes verts métamorphiques avec ce dévonien. Jusqu'à la quatrième verste comptée depuis le confluent du Violce, on observe une série d'affleurements de dolomies du dévonien moyen D^2. Celles-ci toujours cristallines, sont grenues blanchâtres et bitumineuses ; à la quatrième verste elles forment des grandes dalles dirigées N. 35° E. avec plongement de 80° vers l'Est-Sud-Est. Plus loin, à la distance de six verstes et deux cents sagènes, les mêmes dolomies réapparaissent mais plongent cette fois de 60° au N.-E. ; entre la quatrième et sixième verste les affleurements font défaut, mais les talus sont formés d'argile mêlée à des blocs des mêmes dolomies. A la septième verste les dolomies en place affleurent à nouveau sur 150 sagènes environ, puis les affleurements cessent et sur les talus on trouve à partir de là des débris des mêmes roches mêlés à des blocs de schistes verts. A mi-distance entre la septième et la huitième verste, on voit apparaître des

petits affleurements de roches schisteuses verdâtres, dirigées N. 36° E. et plongeant de 50° vers le S.-E., qui alternent avec des petits bancs grisâtres de 0,30 d'épaisseur au plus d'une roche calcaire ou dolomitique, qui fait effervescence aux acides. Plus loin ces affleurements disparaissent et on ne trouve plus le long des talus que des débris de schistes verts bien caractérisés comme tels. Un peu au delà de la huitième verste, la ligne coupe la base d'une crête rocheuse qui flanque le Joubrechkine vers l'Ouest et qui représente le prolongement septentrional de celle que nous verrons tout à l'heure encaisser la rive gauche de la Choudia. Les affleurements qui sont nombreux sur cette crête, sont formés par des schistes verts métamorphiques toujours plus ou moins micacés et souvent froissés par des plissottements secondaires; leur direction est N. 15° E. leur plongement se fait toujours vers l'Est. Ces roches se continuent jusqu'à la neuvième verste sur le flanc oriental de cette crête et se retrouvent encore au confluent même de la rivière Choudia.

Ces observations montrent que sur le flanc Ouest du Joubrechkine, les dolomies du dévonien moyen D^2 du synclinal de la Wichéra entrent directement en contact avec les schistes verts métamorphiques, le dévonien inférieur D^1 paraît supprimé ici et la transgressivité des dolomies sur les schistes est au premier chef évidente. Nous avons remonté également le cours du Violce en pirogue et constaté que sur les deux rives on ne voit nulle part affleurer les formations du dévonien inférieur.

§ 2. *Structure géologique du Joubrechkine.*

Pour étudier la structure du Joubrechkine nous y avons fait de nombreuses excursions. Nous avons tout d'abord exploré l'extrémité Sud de la montagne. Pour cela, à partir du confluent de la rivière Choudia, nous avons remonté le cours du Violce sur une longueur de 6 kilomètres environ; cette rivière coupe en effet transversalement le Joubrechkine et coule dans une cluse qui le sépare du Tschalping-Kamen son prolongement naturel vers le Sud. A quatre cents mètres environ en amont du confluent de Choudia, on voit affleurer sur la rive droite une série de roches calcaires ou dolomitiques, toujours plus ou moins siliceuses, qui plongent à l'Est de 45° environ; ces roches se continuent sur une longueur de 750 mètres, elles forment le contrefort peu élevé et couvert de forêt brûlée qui se trouve entre le Joubrechkine et la crête rocheuse qui encaisse la rive gauche de Choudia. Un peu plus en amont, on observe, toujours sur la même rive, une série de gros affleurements rocheux séparés des précédents par un petit ravin.

Ils sont constitués par des calcaires légèrement violacés, puis par des calcaires blancs, cristallins, très compacts, qui sont de véritables marbres et qui plongent de 70° vers l'Est. En continuant à remonter le cours de la rivière on voit que ces marbres font place à des schistes verts d'apparence talqueuse ou porcelainée, qui forment une crête haute de 330 mètres environ et sur laquelle on peut observer de nombreux pitons rocheux ; plus en amont, on pénètre alors dans les formations mêmes qui constituent la base du Joubrechkine et du Tschalping-Kamen et qui affleurent principalement sur la rive gauche du Violce. Celles-ci sont représentées par des schistes verts assez uniformes dirigés généralement N.-S. ou mieux N. 10° E. et qui plongent toujours vers l'Est. Toute la base du flanc Nord du Tschalping-Kamen est formée par ces schistes, par contre sur le flanc Sud du Joubrechkine nous avons, tout près de la sortie de la cluse, trouvé sur les pentes des éboulis formés par des blocs de gabbro qui paraissaient provenir de plus haut. Après avoir gravi ces pentes, nous sommes arrivés sur une grosse arête rocheuse faisant saillie au milieu de ces éboulis, celle-ci est encore constituée par les schistes verts plongeant E. 60°, mais tout près de là on constate la présence d'un gros dyke de gabbro dans ces schistes ; c'est ce gabbro qui est la source des blocs de cette roche trouvés plus bas dans les éboulis. Il est certain que l'extrémité Sud du Joubrechkine n'est pas formée par du gabbro massif, mais bien par des schistes verts dans lesquels ce gabbro forme des dykes intrusifs ; il en est de même pour le flanc Nord du Tschalping, le gabbro massif n'apparaît en effet qu'au sommet de cette montagne.

Nous avons ensuite exploré tout le flanc Ouest de la crête du Joubrechkine et fait à plusieurs reprises l'ascension de cette montagne. Pour cela nous avons suivi le chemin orienté à peu près N.-S. qui mène aux anciennes casernes, puis avons remonté le lit du petit ruisseau qui passe sur l'emplacement où se trouvent les constructions, pour arriver sur les travaux qui ont été faits à flanc de coteau sur la montagne. Sur le chemin, à une petite distance du pont fait sur le Violce, on trouve tout d'abord une série d'affleurements de schistes verts plongeant E. 60° et alignés à peu près N.-S. A cinq cents mètres plus loin, et à une centaine de mètres à l'Est du chemin, on croise deux gros rochers de calcaire cristallin blanc, lité et très laminé ; les couches en sont fortement redressées et dirigées N.-S. comme celles des schistes ; ces mêmes roches sont plus loin recoupées encore une fois par le chemin, elles paraissent se continuer vers le Nord avec une disposition analogue. Les calcaires cristallins sont identiques à ceux qui affleurent sur le Violce, mais la bande s'amincit sans doute vers le Nord, car nous avons en effet trouvé les schistes verts immédiatement à l'Est des affleurements précités. De là, jusqu'au pied du Joubrechkine on ne rencontre plus de roches en place. Les pentes du flanc

Ouest de la montagne sont entièrement recouvertes par des blocs anguleux de gabbros qui appartiennent aux types en apparence les plus différents. On trouve en effet pêle-mêle des roches grossièrement grenues, avec d'autres à grain fin ou encore ophitiques, des variétés mésocrates avec d'autres mélanocrates, des variétés compactes avec d'autres qui sont schisteuses. Le type dominant paraît cependant être une roche à grain moyen, de couleur verdâtre, dans laquelle l'élément noir prédomine sur le feldspath. La roche en place n'est visible que sur les points où l'on a fait des recherches après avoir déblayé le terrain superficiel. Ces différentes attaques s'échelonnent de la base jusqu'au sommet de la montagne; comme partout elles n'ont rencontré que du gabbro, il faut en conclure que le Joubrechkine tout entier est formé par cette roche. Au sommet même il existe une assez large tranchée qui a mis à nu le gabbro sur une certaine étendue. La roche éruptive y présente un clivage qui la découpe en bancs plus ou moins parallèles, ce clivage est orienté O. 30° N. Nous avons parcouru le Joubrechkine en tous sens depuis le sommet et avons notamment cheminé fort loin sur la crête, partout nous avons observé les mêmes gabbros accompagnés il est vrai de variétés schisteuses dont l'origine est sans doute dynamo-métamorphique. Vers l'Est, la gabbro entre en contact avec les schistes verts; vers le Nord la largeur de l'affleurement diminue, nous ne pourrions affirmer si celui-ci est interrompu de ce côté ou si au contraire le gabbro forme une traînée continue jusqu'au Propaschii-Kamen qui est constitué par la même roche.

L'âge des calcaires qui flanquent les schistes développés au flanc Ouest du Joubrechkine nous a beaucoup préoccupés; nous avons pensé tout d'abord qu'il fallait placer ces calcaires dans le dévonien moyen D^2 qui, en cet endroit, aurait formé un synclinal pincé dans les schistes verts; l'aspect cristallin de ces calcaires aurait été attribuable au dynamo-métamorphisme. Cette manière de voir était appuyée par le fait que sur le Violce, comme aussi sur la rivière Choudia où l'on trouve les mêmes roches, nous avions observé certains facies bréchiformes de ces calcaires qui renfermaient des schistes verts; nous avons cependant dû l'abandonner complètement à la suite de nos recherches sur la mine de Choudia, celles-ci ayant clairement démontré, comme on le verra plus loin, que les calcaires sont interstratifiés aux schistes verts et nettement inférieurs à certains horizons de ces derniers. Nous les considérons présentement comme l'équivalent des calcaires cristallins souvent plus ou moins talqueux ou micacés, qu'on rencontre, en d'autres localités de l'Oural, intercalés dans l'horizon des schistes métamorphiques supérieurs aux quartzites et conglomérats cristallins.

En somme, la structure géologique du Joubrechkine est fort simple; c'est une boutonnière de gabbro massif qui perce au milieu des schistes cristallins avec

lesquelles la roche éruptive entre en contact sur toute la périphérie de l'affleurement. L'axe de cette boutonnière est dirigé N.-S., il coïncide avec une ligne anticlinale et avec la direction générale des plis de la région.

§ 3. *Le gabbro, caractères microscopiques et composition chimique.*

Toutes les variétés de gabbro qu'on rencontre au Joubrechkine sont profondément altérées. Le pyroxène a totalement disparu; il est généralement remplacé par de la hornblende qui est le produit de son ouralitisation. Cette *hornblende* est presque incolore, elle se présente en cristaux allongés et informes ou en amas parfois plus ou moins fibreux. Les clivages $m = (110)$ existent mais sont peu nets; les contours géométriques manquent généralement. L'allongement des cristaux est positif; sur $g^1 = (010)$ n_g s'éteint en moyenne à 17°; la bissectrice aiguë est négative, l'angle des axes 2 V est voisine de 90°. Les trois biréfringences principales mesurées au compensateur sont : $n_g - n_p = 0{,}025$, $n_g - n_m = 0{,}0108$, $n_m - n_p = 0{,}0132$. Le polychroïsme est à peine perceptible, n_g = vert très pâle, n_m et n_p presque incolores. La hornblende est toujours très abondante, ses cristaux sont parfois de grande taille.

Le *leucoxène* est assez abondant également; il entoure généralement la magnétite dont il existe toujours quelques grains dans chaque coupe, mais se trouve aussi à l'état de plages isolées; il est de couleur grisâtre en lumière naturelle et souvent localisé sur tel ou tel point de la préparation examinée.

Les *feldspaths* ont complètement disparu et sont remplacés par des amas kaoliniques mêlés à des petites plages d'épidote et à des grains polyédriques de quartz.

La structure devait à l'origine être parfaitement grenue et l'élément noir légèrement prédominant sur le feldspath.

Les variétés schisteuses sont principalement composées d'amphibole et de magnétite. Sous le microscope la hornblende forme le canevas principal, elle est disposée en rubans qui sont plus ou moins parallèles et soulignés par des traînées de magnétite provenant certainement de l'écrasement et de l'étirement de plages préexistantes de ce minéral. Les cristaux de hornblende sont informes et parfois disposés en fuseaux, ils proviennent eux aussi de l'étirement et du morcellement de cristaux primitivement plus grands. Cette amphibole est beaucoup plus colorée que celle du gabbro ordinaire, elle est aussi plus polychroïque : n_g = vert légèrement bleuâtre, n_m = vert, n_p = jaunâtre très pâle. Toute trace de pyroxène ou de feldspath a complètement disparu, mais on trouve çà et là au milieu de l'amphibole des

petits amas kaoliniques, ou encore des régions transparentes et incolores en lumière naturelle qui sont formées par des petits grains de quartz.

La composition chimique du gabbro du Joubrechkine est la suivante :

Analyse du gabbro du Joubrechkine.

SiO_2	=	49,97	
TiO_2	=	1,30	
Al_2O_3	=	13,50	
Fe_2O_3	=	3,55	16,30 Fe_2O_3
FeO	=	11,46	
MnO	=	traces	
CaO	=	10,63	
MgO	=	6,51	
K_2O	=	0,26	
Na_2O	=	2,78	
Perte au feu	=	1,60	
		101,56	

§ 4. *Le minerai de fer, structure microscopique et composition chimique.*

Parmi les blocs de gabbro disséminés à la surface du Joubrechkine on trouve aussi de nombreux fragments d'une roche très foncée, noirâtre, finement grenue et très dense, qui, à l'œil nu, paraît surchargée de magnétite, et qui constitue un véritable minerai. Cette roche se rencontre abondamment sur tout le flanc Ouest du Joubrechkine, nous l'avons également retrouvée assez loin vers le Nord sur la crête de la montagne.

Sous le microscope, l'élément constitutif principal de cette roche est la *magnétite*. Ce minéral s'y présente en grains homogènes et assez gros, ou encore en plages irrégulières ou vaguement octaédriques, mais souvent caverneuses à l'intérieur. Les grains qui sont plus ou moins nombreux, sont réunis par un véritable ciment formé par des aiguilles enchevêtrées de hornblende, associées à des cristaux informes et de plus grande taille du même élément (fig. 37). Cette hornblende diffère foncièrement de celle qu'on rencontre dans le gabbro ordinaire, elle est fortement colorée, polychroïque, et présente les propriétés suivantes : L'allongement prismatique est marqué et toujours positif, les clivages $m = (110)$ sont distincts, bien que souvent mal accusés ; les profils géométriques font toujours défaut. Le plan des axes optiques est parallèle à $g_1 = (010)$; sur cette face n_g s'éteint à 11°—12°. La bissectrice aiguë est négative, l'angle 2 V mesuré directement est de 48° 35°. Les trois biréfringences déterminées avec l'aide du compensateur ont les valeurs suivantes : $n_g - n_p = 0{,}026$, $n_g - n_m = 0{,}0033$, $n_m = n_p = 0{,}018$. Le

polychroïsme très intense est comme suit : n_g = vert bleuâtre foncé, n_m = vert jaunâtre, n_p = jaunâtre avec une pointe de rose. La hornblende est fréquemment froissée et déchirée par les actions dynamiques, ses extinctions sont alors onduleuses.

Toute trace de feldspath a complètement disparu dans cette roche mais on y trouve çà et là quelques amas kaoliniques disséminés parmi la hornblende qui, aux forts grossissements, se montrent parsemés d'une multitude de petits grains d'épidote. Chez certains spécimens riches en fer qui paraissent à l'œil nu formés par de la magnétite compacte, les cristaux de ce minéral se touchent directement et la hornblende se développe dans les interstices ; chez d'autres moins ferrugineux, les grains de magnétite sont disséminés parmi les cristaux d'amphibole et la diminution progressive de cette magnétite fait graduellement passer la roche au type du gabbro franc. Les analyses suivantes donnent la composition de divers échantillons de la roche à magnétite ; le n° I a été analysé par nous, les analyses n^{os} II et III nous ont été communiquées par la direction des usines de la Wichéra.

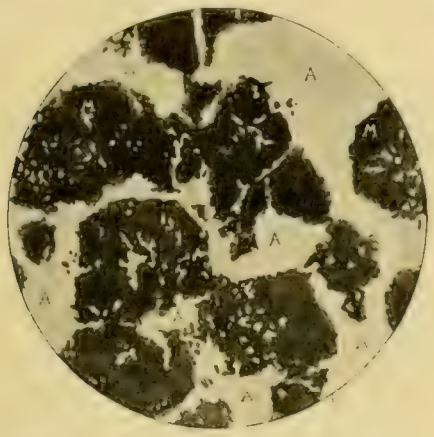


Fig. 37. — Coupe du minerai du Joubrechkine-Kamen (gabbro-ferrifère). Chambre claire, nicols parallèles. — A = Amphibole. — M = Magnétite.

Analyses de la roche à magnétite du Joubrechkine.

		N° I	N° II	N° III
SiO_2	=	26,62	29,60	20,30
TiO_2	=	9,50	6,48	7,80
Al_2O_3	=	11,62	11,12	7,60
Fe_2O_3	=	19,50	21,14	29,99
FeO	=	21,87	18,64	25,65
MnO	=	0,20	0,26	0,34
CaO	=	6,47	6,00	3,50
MgO	=	2,57	3,96	3,68
K_2O	=	0,34	—	
Na_2O	=	1,06	—	-
P_2O_5	=	—	0,08	0,03
SO_3	=	—	0,25	0,10
Perte au feu	=	1,30	1,40	1,70
		101,05	98,93	100,69

Ces analyses montrent l'abondance de la magnétite dans cette roche; toutes indiquent une proportion élevée de titane; comme le leucoxène paraît manquer, ce titane se trouve certainement à l'état d'Ilménite. En admettant que pour tous les spécimens analysés, l'oxyde ferrique soit entièrement fixé comme magnétite (ce qui n'est pas absolument exact puisqu'il existe de l'oligiste) nous aurions les proportions suivantes de ce minéral:

N° I = 28,28 % de magnétite.
N° II = 30,65 % id.
N° III = 43,49 % id.

§ 5. *Relations entre le gabbro et le minerai de fer.*

Au début, nous avions pensé que la roche à magnétite qui constitue le minerai formait des filons distincts dans le gabbro du Joubrechkine; un examen plus approfondi des nombreuses découvertes sur lesquelles on peut voir la roche en place a permis de se convaincre qu'il n'en est en réalité pas ainsi, et que ce minerai représente simplement un produit de concentration basique ségrégé localement dans le magma qui a donné naissance au gabbro. Cette concentration ne va pas cependant jusqu'à la séparation massive de l'un des minéraux constitutifs, comme c'est souvent le cas dans les gites de ségrégation directe (magnétite dans les pyroxénites du Koswinsky par exemple), elle se borne généralement à un enrichissement local plus ou moins considérable du gabbro en fer oxydulé. La fréquence de la roche à magnétite non seulement sur les découvertes, mais encore en des points fort différents de la montagne, montre qu'elle est en tout cas très répandue au Joubrechkine, et la continuité de cette roche que nous avons observée sur un même front de taille d'une assez grande étendue situé au flanc Ouest de celui-ci, est une preuve que ces ségrégations peuvent avoir une importance assez considérable. C'est en effet la roche à magnétite que l'on rencontre sur presque toutes les attaques faites à différentes hauteurs sur le flanc Ouest du Joubrechkine, mais sa teneur en ce dernier minéral est très variable. Elle est toujours très dure, et présente en somme une apparence litée qui est sans doute d'origine dynamique; nulle part on ne constate qu'elle forme des zones bien délimitées dans le gabbro, tout ce que nous avons vu parle au contraire en faveur d'une distribution très irrégulière à l'intérieur de celui-ci. Sur plusieurs attaques nous avons pu observer nettement le passage du minerai au gabbro ordinaire; ce passage est d'habitude assez brusque, le plan de contact des deux roches est irrégulier et ne ressemble en rien aux salbandes d'un filon. Près du con-

tact nous n'avons observé ni traînées ni filonnets dans le gabbro; par contre ce dernier est souvent schisteux au toit ou au mur de la zone minéralisée.

Au point de vue microscopique, la roche à magnétite est en somme assez peu différente du gabbro; malgré son état d'altération avancé, on peut affirmer qu'elle était originellement très pauvre en feldspath et devait être formée presque exclusivement de magnétite et de pyroxène. L'amphibole verte qui cimente les cristaux de magnétite est très certainement un produit de décomposition de ce pyroxène; par ses caractères optiques elle diffère, il est vrai, de celle qu'on trouve dans le gabbro franc et se rattache plutôt au groupe de la glaucophane, mais ce fait ne présente rien d'anormal, et la différence dans les deux produits d'ouralitisation tient sans doute à la teneur initiale en fer de la roche éruptive; la glaucophane a d'ailleurs fréquemment été rencontrée dans certains gabbros altérés toujours riches en oxydes de fer.

§ 6. *Structure géologique de la mine de Choudia.*

Le Joubrechkine-Kamen se prolonge vers le Sud par une crête rocheuse qui forme l'arête de Choudia. Le point culminant de celle-ci s'appelle Tschalping-Kamen, il fait face au Joubrechkine sur la rive gauche du Violce. La mine de Choudia elle-même se trouve dans la partie Sud de l'arête, et au flanc Sud-Ouest de celle-ci; la rivière coule dans une vallée encaissée à l'Est par l'arête en question, et à l'Ouest par une seconde crête rocheuse qui forme le dernier accident topographique important que l'on rencontre de ce côté avant d'arriver à la Wichéra. Cette crête est entièrement constituée par les schistes verts en bancs redressés, plongeant régulièrement de 40° à 60° vers l'Est. Sur la crête même, ces schistes sont quartziteux, plus bas sur le flanc oriental, ils sont plus ou moins chloriteux, séricitiques, et toujours ocreux. Ces roches se retrouvent jusque dans la vallée de la Choudia, elles cessent ensuite et font place à des calcaires cristallins développés sur une épaisseur assez considérable. Ces calcaires forment de gros affleurements continus à l'Ouest de la mine, on peut les suivre sur une assez grande longueur du Nord au Sud. Ils sont identiques à ceux rencontrés au Joubrechkine et forment avec eux une bande continue, qui mesure plus de 16 kilomètres de longueur. Comme partout le sol est recouvert de végétation et qu'en somme les affleurements sont une rareté, nous avons dû pour étudier cette bande, faire exécuter une série de lignes de puits parallèles, distantes les unes des autres de 1 à 2 kilomètres, parfois de quelques centaines de mètres seulement; ces lignes mesuraient de 4 à 5 kilomètres de l'Est à l'Ouest, elles coupaient transversalement les deux crêtes qui encaissent la Choudia,

les puits étaient distants de 10 à 20 mètres. Ces lignes ont montré que l'épaisseur de cette bande est variable; vers le Nord elle s'effile et se termine en pointe, à peu près vis-à-vis du sommet principal du Joubrechkine et à 3 kilomètres environ du Nord du confluent de la Choudia; vers le Sud, un éperon de schistes verts la subdivise en deux bandes distinctes, qui se réunissent à nouveau à 4 kilomètres au Sud de la mine de Choudia. En cet endroit la bande présente sa plus grande largeur, elle mesure plus de 2 kilomètres. Elle se rétrécit cependant rapidement plus au Sud, et se termine également en pointe de ce côté, à l'Ouest et à peu près vis-à-vis du sommet appelé Choudi Pendisch (ou Choundi Pengisch)[1]. Ces calcaires sont toujours cristallins, blancs, parfois légèrement violacés, on rencontre certains facies brèchiformes qui contiennent des fragments de schistes verts. Quelques spécimens exhalent lorsqu'on les casse, une légère odeur bitumineuse, mais ce n'est pas toujours le cas; nulle part nous n'y avons trouvé trace de fossiles. Nous sommes restés longtemps avant de comprendre le rôle de ces calcaires; les premiers affleurements que nous avions vus en 1905 paraissaient formés par des couches horizontales et comme les schistes verts qui arrivent immédiatement plus à l'Est sont très redressés, nous en avions conclu que ces calcaires étaient discordants sur les schistes cristallins. Mais l'année suivante les puits que nous avons fait exécuter à l'Est de ces affleurements ont rencontré les mêmes calcaires en couches très redressées, concordantes avec les schistes. D'autre part en relevant exactement les plongements des couches des divers affleurements échelonnés sur une assez grande étendue, nous avons pu constater que les pendages se faisaient en certains endroits vers l'Est, en d'autres vers l'Ouest. Nous en avons conclu que les couches horizontales que nous croyions discordantes, étaient probablement voisines de la clef de voûte d'un anticlinal formé par ces calcaires. Un peu au Nord de la mine, nous avons pu en effet observer la tête de cet anticlinal avec une telle netteté, qu'il ne peut subsister aucune doute sur son existence. Les couches des calcaires y sont plus ou moins brisées par des petits accidents verticaux, mais les pendages sont nettement conservés, et l'incurvation des bancs est manifeste. Cet anticlinal passe à l'Ouest de la mine de Choudia, il est assez fortement déjeté, comme l'indiquent les plongements relevés sur les couches rencontrées par les puits que nous avons faits tout près de cette rivière.

Cette observation permet de préciser le niveau des schistes verts dans lesquels se trouve, comme nous allons le voir, la mine de Choudia. Ceux-ci sont supérieurs à ces calcaires qui doivent sans doute être rattachés aux marbres signalés antérieurement par M. Krotow, et trouvés par lui plus au Sud, dans le bassin de la Koswa, intercalés dans les schistes verts.

[1] Voir la carte géologique qui figure à la fin du volume.

§ 7. *Description du gisement de Choudia.*

La mine de Choudia se trouve à 4 kilomètres au Sud du confluent de la rivière Choudia avec le Violce, elle est située sur le versant Ouest de la crête qui forme le prolongement du Tschalping-Kamen vers le Sud, et à quelques mètres au-dessus du niveau de la rivière. Le gisement est formé par une cassure dans les schistes verts remplie postérieurement à son ouverture par de la limonite concrétionnée. Cette cassure est parallèle à la direction des schistes, c'est-à-dire orientée en moyenne Nord-Sud ; elle suit l'axe du synclinal écrasé de schistes verts qui fait suite vers l'Est à l'anticlinal des calcaires cristallins. La cassure se trouve en effet à une très petite distance du flanc normal supérieur de cet anticlinal, et les puits faits à l'Ouest de la mine rencontrent très rapidement les calcaires. L'exploitation se fait à ciel ouvert par gradins successifs ; le minerai extrait est chargé sur des wagonnets et descendu par un plan incliné qui se trouve dans la partie Sud de la mine ; il est transporté ensuite aux usines de Violce par le petit chemin de fer à voie étroite déjà mentionné qui suit la rive droite de la Choudia jusqu'à son confluent avec le Violce, traverse cette rivière sur un pont, et longe ensuite sa rive droite jusqu'aux usines.

La longueur totale de la cassure remplie est, d'après les travaux de recherches, de 150 mètres environ ; sa largeur ne dépasse pas 40 mètres, elle varie d'ailleurs, car la cassure présente une série de parties étranglées et élargies qui se succèdent. Au mur du minerai, on observe constamment des schistes qui sont durs, très peu altérés, de couleur verdâtre toujours claire et qui paraissent séricitiques ou micacés, car ils sont en effet onctueux au toucher.

Au toit au contraire les schistes sont toujours fortement décomposés et altérés, souvent même à une assez grande distance de la cassure. La disposition qu'affecte le minerai peut aisément être observée sur les fronts de taille des divers gradins et montrée par la fig. 38. Lorsque la fissure est très étroite et bien délimitée, la limonite qui la remplit est compacte et forme en quelque sorte un véritable filon de minerai riche. Elle est alors nettement concrétionnée et souvent vacuolaire. Dès que la cassure s'élargit un peu, la limonite forme alors des lentilles et des miches plus ou moins volumineuses, disposées dans une masse argileuse qui provient de la décomposition du schiste. Partout où la cassure est largement ouverte, les schistes sont broyés et écrasés sur une épaisseur plus ou moins grande, et la limonite imprègne alors toute la masse disloquée. Dans ces conditions, il est souvent difficile de séparer les schistes du minerai, qui est toujours pauvre, menu et très

friable. Les zones imprégnées ne sont pas homogènes d'ailleurs, elles présentent çà et là des parties plus riches et plus dures, qui alternent avec d'autres plus tendres

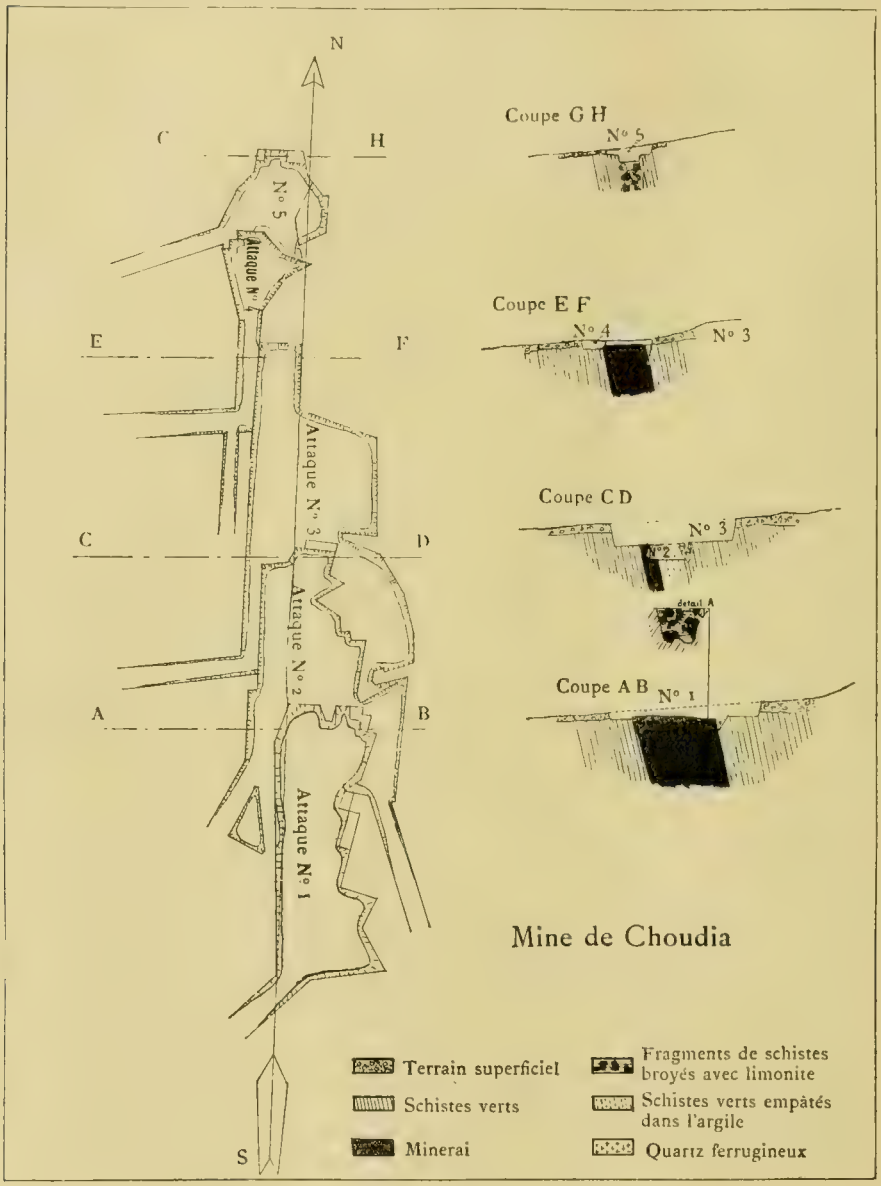


Fig. 38. — Plan général et profils de la mine de Choudia.

et plus pauvres; les premières renferment souvent des rognons isolées de minerai compact. Partout on peut constater que les couches imprégnées du schiste gardent encore leur stratification primitive; le pendage général qui varie un peu selon les points où on le relève, oscille entre 55° et 70°; il est concordant avec celui des couches de schistes en place au toit et au mur. En certains endroits, toute la masse de remplissage paraît formée par des petits débris de schistes mêlés à une terre limonitique brunâtre, le tout constitue une véritable brèche limonitique inconsistante.

Les travaux souterrains qui ont été faits par l'administration, notamment les puits et les travers bancs qui se trouvent en divers points de la mine, montrent que dans les parties de la cassure qui sont voisines de la surface, la limonite est plus compacte et plus riche que celle qu'on trouve dans les régions plus profondes, où cette cassure se rétrécit cependant notablement; la limonite y est en effet toujours plus terreuse et plus pauvre. Ce fait est la preuve évidente que le remplissage a dû s'effectuer de haut en bas.

Vers l'extrémité Nord de la cassure, près de l'endroit où celle-ci se ferme, la limonite est pauvre et terreuse. Cependant un peu plus loin et sur le prolongement immédiat de la fissure, les différents travaux de recherche entrepris par l'administration des usines de Violce ont montré la présence d'une petite lentille de limonite compacte, dont l'épaisseur ne dépasse pas 5 ou 6 mètres, et qui forme en quelque sorte un véritable bouchon de remplissage. Or entre cette lentille et l'extrémité Sud de la mine, la différence de niveau dépasse 100 mètres; comme les sondages ont montré qu'en cet endroit le minerai qui affleure se continue en profondeur, il est évident que la cassure remplie a une pente qui suit plus ou moins celle du profil d'érosion naturel du terrain, ce qui semblerait indiquer que le remplissage de cette cassure est d'assez fraîche date. La fig. n° 38 donne le plan de la mine et les profils des principales tailles.

§ 8. *Caractères et composition chimique du minerai.*

Le minerai de la Choudia est, comme on le comprend après ce qui vient d'être dit, de composition fort variable. La limonite compacte qui remplit les parties étroites de la cassure et forme les lentilles dont nous avons parlé, est un fort beau minerai. Elle est de couleur foncée, brune ou noire, toujours nettement concrétionnée, dure et fréquemment caverneuse. La limonite terreuse qui est toujours mêlée à des débris de schistes en plus ou moins grande quantité, est sensiblement plus pauvre, sa teneur doit être élevée par des lavages, et le minerai qui reste est toujours menu. La proportion respective des deux variétés dans le gisement est

assez difficile à évaluer, il est probable que la limonite compacte forme le 7 ou 8 % du minerai total.

Les analyses I et II de cette limonite nous ont été communiquées par le directeur des usines de Violce ; celles III et IV ont été faites par nous-mêmes sur le minerai tout venant pris au hasard dans un grand tas.

Analyses de la limonite de Choudia.

	I	II	III	IV
SiO_2 =	16.20	13.20	31.50	28.10
Al_2O^3 =	1.75	2.04	2.10	3.10
Fe_2O^3 =	69.84	72.00	54.43	55.85
CaO =	0.30	0.20	0.80	0.90
MgO =	0.41	0.41	0.22	0.20
MnO =	1.31	1.02	0.79	0.72
SO^3 =	0.02	0.02	0.01	0.03
P_2O^5 =	0.75	0.96	0.25	0.25
H_2O =	9.70	10.45	9.30	9.50
	100.28	100.30	99.40	98.65

CHAPITRE IX

Les gisements de la Wichéra. Les gîtes de Koutim.

§. 1. Géologie des environs de Koutim. — § 2. Position du gisement dans les formations. — § 3. Description de la mine Alexandrowsky. — § 4. Les poches voisines de la mine Alexandrowsky. — § 5. Caractères du minerai et composition chimique. — § 6. Origine du minerai de Koutim. — § 7. Les gisements de la Ribnaïa et de la petite Souria.

§ 1. *Géologie des environs de Koutim.*

Le gisement de Koutim se trouve à l'Est de la chaine de Kwarkouche, sur la rive gauche de la rivière Koutim, un peu avant son confluent avec la rivière

Samenka. Il est déjà indiqué sur la carte de M. Krotow, où il figure dans les quartzites et les conglomérats cristallins. On arrive à Koutim depuis Ust-Uls par la ligne du petit chemin de fer à voie étroite qui longe le cours de l'Uls, puis traverse la rivière en face du confluent de la Koutim.

Depuis Ust-Uls jusqu'à la vingt-cinquième verste, les affleurements qu'on observe le long de la route sont exclusivement formés par des schistes noirâtres ou des calcaires dolomitiques qui appartiennent au dévonien inférieur ou moyen et sont la continuation vers le Nord du synclinal de la Pélia. Entre cette rivière et le confluent de la Zolotanka, la voie traverse un gros massif de diabases dont les affleurements se retrouvent sur les deux rives de l'Uls et qui se continue assez loin vers le Nord. En face de la vingtième verste, près de l'embouchure de la rivière Lépel et sur la rive droite, on observe un important affleurement de calcaires dolomitiques qui plongent faiblement vers l'Ouest. Ces calcaires s'appuient un peu plus loin directement sur des schistes cristallins que l'on voit sur la rive droite d'Uls, entre la dix-huitième et la quinzième verste. Les pentes qui dominent ici la rivière sont abruptes et les affleurements nombreux, on y voit les schistes onduler à plusieurs reprises et dessiner grosso modo une voûte anticlinale qui est la continuation du Kwarkouche vers le Nord.

Cette montagne s'abaisse en effet fortement ici, et les schistes cristallins qui la constituent plongent sous les formations dévoniennes. A l'endroit où l'Uls fait un brusque coude vers le Sud, les calcaires dévoniens réapparaissent et forment sur la rive droite une série de beaux escarpements sur lesquels on peut voir les couches plonger constamment de 30-40° vers l'Est. Entre la sixième et la septième verste, la ligne coupe un gros filon de diabase, mais il n'est pas possible de savoir s'il entre en contact avec les calcaires où s'il pénètre dans les schistes cristallins. Si maintenant on quitte la ligne pour remonter le cours de l'Uls en amont de sa jonction avec la Koutim, on trouve constamment sur la rive droite les calcaires dolomitiques qui forment de beaux escarpements curieusement sculptés par l'érosion. Ces calcaires appartiennent à la branche orientale du synclinal de la Wichéra que nous avons appelée synclinal de l'Uls, on peut les suivre sur une douzaine de verstes environ, jusqu'à l'embouchure de la rivière Antipowsky où ils cessent complètement. C'est le synclinal d'Uls qui doit être considéré comme le prolongement septentrional du synclinal de Tépil situé plus au Sud ; les nombreuses recherches que nous avons faites dans la région nous ont montré que la bande dévonienne qui forme ce synclinal est interrompue, à quelques verstes en aval du confluent de Samenka l'on ne trouve plus en effet que les schistes cristallins, les formations calcaires ayant sans doute été enlevées par l'érosion. Koutim se trouve à l'Est du synclinal de l'Uls, et nous verrons tout à l'heure les rapports du gisement avec ce synclinal.

Sur la rive gauche de l'Uls, les affleurements font complètement défaut et les berges sont plates et marécageuses, ou d'autres fois escarpées mais alors recouvertes d'éboulis. Les nombreux puits que nous avons fait exécuter sur cette rive y ont toujours rencontré les schistes cristallins de Kwarkouche. Il est donc vraisemblable que la rive droite de l'Uls forme la limite entre ces schistes et le dévonien. La composition et la stratigraphie de ce dernier ont pu être établies avec précision soit par l'observation des affleurements, soit par l'examen du matériel rencontré par les puits, elle est de bas en haut la suivante :

1. A la base : Schistes dolomitiques grisâtres, à surface nacrée, souvent talqueux, donnant par décomposition des sables onctueux au toucher ;

2. Dolomies noires, schisteuses, se délitant en plaquettes;

3. Calcaires dolomitiques noirâtres très fétides, avec veinules de calcite blanche.

4. Dolomies grenues fétides, très cristallines, de couleur grisâtre.

Si on remonte maintenant la Koutim à partir de son confluent avec l'Uls, on observe tout d'abord jusqu'à quelques centaines de mètres en amont de l'embouchure de Samenka plusieurs affleurements de calcaires dolomitiques, la rivière coupe en effet presque transversalement le synclinal d'Uls. De là jusqu'aux usines, les affleurements cessent le long des rives, mais on en trouve un fort beau à une petite distance de la rivière, près des hauts fourneaux qui lui sont adossés. Il est formé par des conglomérats cristallins analogues à ceux d'Antipowsky-Grébine. En amont des usines, on observe sur une assez grande longueur de beaux affleurements de schistes cristallins. Ceux-ci se trouvent sur la rive gauche de la Koutim, et forment le soubassement de la montagne qui est située entre cette rivière et la petite Souria; c'est sur le flanc Ouest de cette montagne que se trouve la mine d'Alexandrowsky. Ces affleurements de schistes se continuent plus en amont sur les deux rives jusqu'au confluent de la petite Souria; un peu en aval de l'embouchure de la rivière Ribnaïa ces schistes sont traversés par un filon de diabase; ils sont très redressés et dirigés N. 30° Ouest. Un massif important des mêmes diabases apparaît à nouveau dans les schistes sur la rive gauche de la Koutim, entre les confluents des rivières Grande Souria et Widerga.

Si enfin on remonte la rivière Samenka depuis son confluent jusqu'à ses sources, on constate que celle-ci est pour ainsi dire entièrement encaissée dans les schistes cristallins dont on peut, à différentes reprises, voir d'assez jolis affleurements. Les calcaires et les dolomies ne se rencontrent seulement qu'au voisinage de son embouchure.

§ 2. *Position du gisement dans les formations.*

Le gisement est situé à 40 mètres environ au-dessous de la rivière Koutim et sur la pente de l'ouwal boisé qui s'élève entre cette rivière la Samenka et la Petite Souria, ouwal que nous désignerons dans la suite sous le nom de montagne de Koutim. La crête de cette montagne est dirigée à peu près Nord 20° Ouest; elle présente deux petits sommets appelés «sopkas» dans le pays; le premier qui est formé par un dyke de diabase intrusif dans les schistes, se trouve à l'Est 10° Sud de Koutim, le second qui vient un peu au Nord-Ouest du précédent, est constitué par ces mêmes schistes, qui sont chloriteux, dirigés N. 15° O., et plongent vers l'Est sous un angle de 60°—70°. Le gisement lui-même consiste en une grande poche remplie d'oligiste, appelée Alexandrowsky-Roudnik; elle est accompagnée d'autres poches beaucoup plus petites et situées tout près, qui ont fourni un minerai identique. Un rapide examen de la mine Alexandrowsky permet d'y constater outre le minerai, la présence d'argiles, de dolomies, et de schistes cristallins, mais les relations de ces différentes roches les unes avec les autres paraissent de prime abord assez embrouillées. Les formations cristallines qui sont des schistes chlorito-talqueux s'observent au parement Est de la mine; on les retrouve également un peu plus au Nord près des hauts fourneaux, à un niveau bien inférieur à celui de la mine, mais cette fois sous forme de conglomérats cristallins dirigés N. 20° O. et plongeant vers l'Est de 60°—70°. Les schistes affleurent encore comme nous l'avons vu, sur la Koutim, puis à l'Est de la mine. Quant aux calcaires dolomitiques, ils forment le mur du minerai dans la mine Alexandrowsky et se retrouvent encore sur d'autres points dans les environs immédiats de cette mine, notamment sur les excavations situées au Nord de celle-ci, puis au Sud sur une petite colline peu élevée qui se trouve entre la mine et la rivière Samenka. Ces dolomies sont cristallines, de couleur grisâtre ou blanchâtre, grenues et toujours fétides; elles ne se distinguent en rien de celles qui forment le synclinal dévonien de l'Uls auquel elles appartiennent indiscutablement, mais d'après la position que leurs divers affleurements occupent par rapport aux schistes cristallins dans le voisinage du gisement, on peut supposer qu'elles forment en cet endroit un lambeau isolé au milieu de ceux-ci.

Pour savoir exactement ce qui en est et compléter les observations relevées sur les affleurements, nous avons fait exécuter une série de lignes de puits dont la fig. N° 39 donne la disposition générale. Celles désignées par A_3, A_4 et A_5 débutent toutes dans les dolomies, puis rencontrent ensuite les schistes cristallins qu'on retrouve

constamment dans tous les puits sur les pentes de la montagne de Koutim. Les puits de la ligne A_3 placés entre la mine et le village ont tous rencontré les dolomies, tandis que ceux de la ligne C qui continue A_3 sur la rive droite de la Koutim, ont montré la présence des schistes cristallins. Sur la rive gauche de la Koutim les lignes A_1, A_2, A_5 et A_6 ont retrouvé les mêmes schistes ; un seul puits de la ligne A_1 est arrivé sur les dolomies ; sur la rive droite par contre ces lignes prolongées sont restées dans les dolomies du synclinal de l'Uls. Quelques-uns des puits de ces différentes batteries sont tombés sur des dykes de diabase.

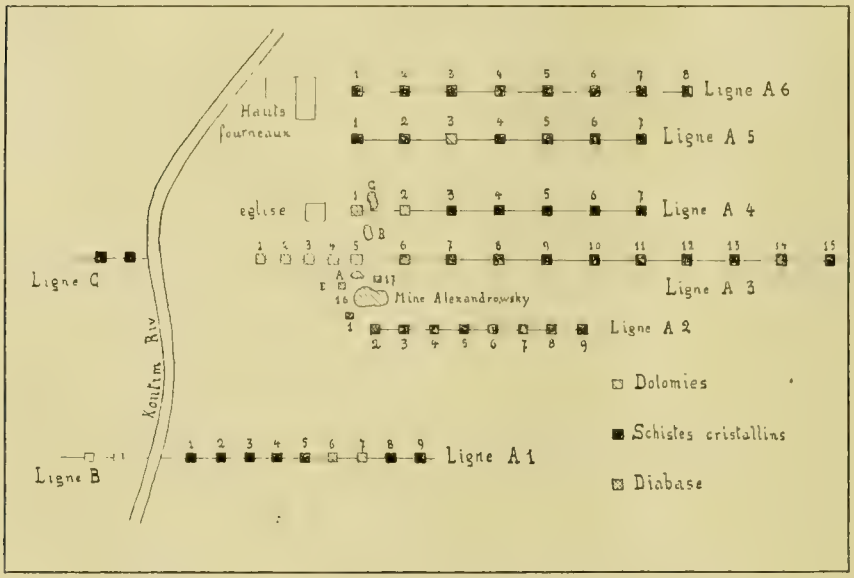


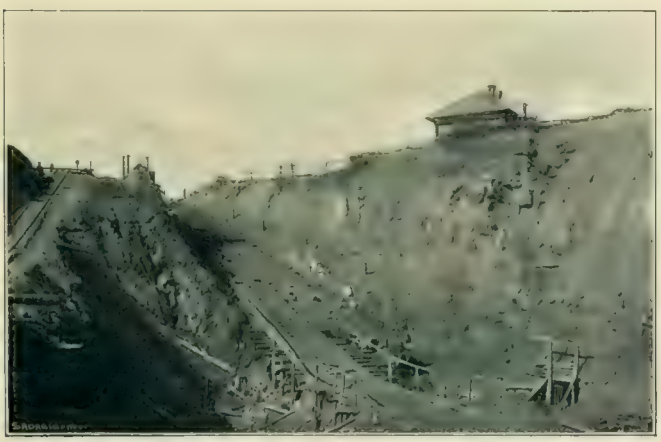
Fig. 39. — Position des divers gites de Koutim et carte des puits de recherche.

On peut donc conclure de l'ensemble de ces différentes observations que les dolomies qui affleurent à la mine d'Alexandrowsky et sur les cavités voisines, constituent réellement un ilot ou un lambeau isolé au milieu des schistes cristallins qui en forment le soubassement. Ce lambeau est un restant du synclinal dévonien de l'Uls qui s'étendait primitivement beaucoup plus loin, et qui a été fortement réduit par l'érosion particulièrement intense qui s'est produite dans cette contrée.

§ 3. *Description de la mine Alexandrowsky.*

La mine Alexandrowsky est située un peu à l'Est du village, à un kilomètre environ de la rivière Koutim ; elle forme une poche plus ou moins elliptique de

Mine d'Alexandrowsky, cavité Est.



Mine d'Alexandrowsky, entrée et cavité de l'Ouest.

38 à 40 mètres de profondeur, dont le grand axe mesure 225 mètres environ et jalonne la direction suivant laquelle le minerai a été exploité. Cette direction est Est-Ouest, ou mieux celle d'une ligne faisant avec celle Est-Ouest un angle de 6° compté de l'Est vers le Nord. Le diamètre transversal de la poche est de 110 mètres. Comme la mine est située à flanc de coteau, son extrémité Est est plus élevée que celle Ouest par laquelle on pénètre actuellement dans la cavité, en suivant le plan incliné qui sert à l'extraction du minerai qui présentement a été presque entièrement exploité.

L'attaque de ce minerai se faisait sur sept gradins successifs, qui sont encore bien visibles sur le flanc Est de la cavité, mais qui ont disparu sur les parements Nord et Sud de la mine, sans doute à la suite d'éboulements. Aux niveaux supérieurs, le minerai a été à peu près complètement enlevé, et on n'en trouve plus que des traces. A l'époque de notre visite il était exploité seulement encore sur le sixième et le septième niveau, au fond de la cavité. En faisant pour le moment abstraction de ce minerai, les formations que l'on voit affleurer dans la mine sont les suivantes :

1. *Dolomies* : Celles-ci sont compactes, à texture cristalline, de couleur gris bleuâtre ou blanchâtre et toujours fétides. Elles sont particulièrement développées sur les parements Nord et Est de la cavité, mais on les trouve cependant sur quelques points au parement Sud. Les couches sont dirigées à peu près parallèlement au grand axe de la cavité ; soit Est 10° Nord, leur plongement se fait vers le Sud, il varie de 20° à 30°. Ces dolomies supportent manifestement le minerai dont elles forment le mur ; elles montrent dans les portions fraîchement découvertes, et ceci aussi bien sur les gradins supérieurs que dans les parties profondes de la mine, des surfaces arrondies, accompagnées souvent de stries et de cannelures attestant que les couches ont sans doute subi une érosion aqueuse et atmosphérique avant le dépôt du minerai. Cette opinion est corroborée par le fait que ces dolomies renferment des cavités dont l'origine est certainement analogue à celle des grottes calcaires. Tel est par exemple le cas pour la petite grotte de 2 à 3 mètres de profondeur qu'on peut voir à mi-hauteur sur le parement Nord de la mine, puis aussi pour les petites poches de forme arrondie qui se trouvent dans l'angle Nord-Est à la hauteur des gradins 3 et 4. Originellement ces cavités étaient remplies de minerai qui a été enlevé en cours d'exploitation, mais on en trouve encore quelques traces.

2. *Argiles*. Elles sont de couleur brune ou légèrement verdâtre, onctueuses au toucher, dures et assez homogènes. Elles renferment de nombreux débris de schistes verts talqueux ainsi que des nodules grèseux de couleur blanche, très décomposés, qui paraissent résulter d'une altération in situ des calcaires dolomitiques. Ces argiles empâtent localement des blocs d'hématite de dimensions variées, qui semblent s'être formées sur place, car ils ne présentent pas les formes arrondies qui témoigneraient

d'un remaniement. Ces argiles sont très abondantes dans la mine et particulièrement développées sur le bord Sud de la cavité. Elles surmontent souvent le minerai mais peuvent aussi se trouver au-dessous ou interstratifiées avec lui.

3. *Schistes cristallins.* Ils sont d'apparence talqueuse, et sont visibles dans la partie supérieure du parement Est de la mine où ils entrent en contact avec les calcaires dolomitiques du flanc Nord. Ce sont des roches de couleur vert brunâtre très claire, qui se délitent en minces lamelles talqueuses, onctueuses au toucher. Il est difficile de se rendre exactement compte de leur direction, elle semble cependant être à peu près Nord-Sud, avec un plongement Est manifeste.

La cavité ouverte par l'exploitation de la mine Alexandrowsky est partagée en deux parties de dimensions inégales par un seuil de calcaires dolomitiques qui, à une centaine de mètres du bord Ouest, forme une saillie arrondie sur laquelle était installée la machine qui actionnait la pompe d'épuisement. La première de ces cavités, qui est la plus petite, est celle que l'on rencontre en entrant dans la mine ; elle est de forme arrrondie et constitue une grande poche de laquelle le minerai a été entièrement extrait à l'exception toutefois de celui qui forme les deux talus qui supportent les plans inclinés. Les parois qui flanquent cette poche au Nord et au Sud sont formées par les argiles, sauf cependant dans la partie supérieure et près de l'entrée de la mine où on peut voir des pointements de dolomies. Deux galeries qui ont été percées dans ces deux parois, ont rencontré sur plusieurs mètres une argile compacte qui empâte quelques blocs de minerai. Le sol de la poche est lui-même constitué par de l'argile, mais il paraît d'après les renseignements qui nous ont été communiqués, que celle-ci recouvrait la dolomie.

La deuxième cavité qui est beaucoup plus importante et profonde que la première, s'arrêtait au fond des horizons N° 6 et N° 7, sur un sol formé en partie par de la dolomie et en partie par du minerai (du moins au moment où furent faites ces recherches). En suivant le plan incliné pour arriver au front de taille du gradin N° 6 on trouve tout d'abord à droite un petit affleurement de calcaires dolomitiques dirigés Est-Ouest et plongeant S 20° environ ; ils apparaissent au sommet de la falaise argileuse qui domine le plan incliné. Ces argiles qui contiennent des débris de schistes verts, des nodules grèseux et des blocs de minerai, se continuent ensuite d'une façon ininterrompue jusqu'à la hauteur de la saillie rocheuse qui sépare la mine en deux cavités ; à cet endroit on voit percer au milieu des argiles quelques blocs de dolomie aux formes arrondies. Le minerai apparaît peu après, et se poursuit d'une manière continue jusqu'à l'endroit où se fait le raccord des flancs Sud et Est de la cavité ; ce minerai disparaît alors derrière une sorte d'éperon formé par des argiles talqueuses qui occupent la base de ce flanc Est. Au point où le minerai fait saillie dans la falaise, il est accompagné de quartz et surmonté de calcaires do-

lomitiques blanc grisâtre qui émergent au milieu des argiles éboulées qui les recouvrent en partie. Ils sont bien lités, dirigés E 20° N et plongent S 30°. Comme ces calcaires se trouvent assez rapprochés de ceux que l'on voit affleurer dans la falaise au niveau du plan incliné, on peut supposer qu'ils se raccordent avec ceux-ci et que le minerai remplit ici une sorte d'anfractuosité creusée dans ces calcaires. Plus loin le minerai paraît être constamment surmonté par des argiles et la surface de séparation dessine sur ce flanc de la mine une ligne sinueuse nettement visible. Quant aux formations qui se trouvent dans la partie supérieure de la falaise, il n'est pas possible d'en fixer la nature par suite des éboulements d'argile et de terrain superficiel; il n'est pas invraisemblable cependant de supposer que ce sont des dolomies dont on voit çà et là encore quelques blocs. Dans cette lentille de minerai, et au niveau de l'horizon N° 6, on a fait deux galeries de recherches; la première a été percée près de l'endroit où le minerai disparaît derrière l'éperon d'argiles talqueuses, elle est dirigée Nord 10° Ouest. Elle a traversé le minerai compact sur une longueur de 14 mètres environ, puis a été continuée encore pendant 4 mètres dans des argiles stériles. A l'endroit où le minerai disparaît une nouvelle galerie perpendiculaire à la première a été commencée; elle a traversé le minerai sur une épaisseur de 6 à 8 mètres et a rencontré ensuite également des argiles stériles.

La seconde galerie est dirigée Nord Sud, son entrée se trouve à 15 mètres de la première, elle a traversé 15 mètres de minerai parfois mêlé à du talc et entrecoupé par des lits d'argiles stériles qui renferment des débris de schistes verts et des nodules grèseux. A son extrémité on a foncé un puits de 4 mètres de profondeur, qui a débuté dans des argiles stériles et a rencontré ensuite du minerai en blocs dans celles-ci.

Sur la droite et à 13 mètres de l'orifice, on a commencé une nouvelle galerie normale à la première, mais qui ensuite a dévié vers le Nord; elle est restée constamment dans les argiles stériles et n'a jamais rencontré le minerai. Le sol de l'horizon N° 6 au pied de cette lentille de minerai est formé par une hématite très compacte, dans laquelle au moment de notre visite on avançait la tranchée du septième niveau d'abatage. Cette tranchée rencontre sur quelques mètres les dolomies qui montrent de belles surfaces arrondies, puis ensuite le minerai qui s'enfonce obliquement au Sud-Est. Ce dernier est séparé des calcaires par une couche d'argile d'épaisseur variable qui fait quelquefois défaut.

Si on contourne l'éperon d'argiles talqueuses qui forment la base du parement Est de la mine en suivant le sixième horizon, on trouve le minerai qui apparaît tout d'abord sous forme d'hématite terreuse brun rougeâtre, puis qui plus haut passe à l'oligiste. Un nouvel éperon d'argiles talqueuses fait suite à ce minerai, il est lui-même suivi d'une lentille d'oligiste qui occupe une poche mise au jour par l'exploi-

tation, et dont l'axe est dirigé à peu près Nord-Est. Le minerai y repose sur les dolomies qui, à partir de ce point, forment constamment la base du parement Est de la mine. La direction des couches de ces dolomies est ici nettement Est 10° Nord leur plongement 40° vers le Sud. Le minerai forme de part et d'autre du petit éperon talqueux dont il vient d'être question deux colonnes qui vont s'amincissant rapidement; il paraît avoir rempli primitivement des cavités de forme arrondie, situées aux niveaux N° 3, 4 et 5 des deux côtés d'un petit rocher dolomitique qui surmonte en partie la lentille de minerai exploitée sur la gauche, au sixième niveau. Ce rocher est constitué par des calcaires dolomitiques bien lités, dirigés à peu près Est-Ouest, avec plongement Sud 40°; à sa droite dans les dolomies où se trouvent les cavités qui ont été exploitées, on peut voir un filon mince de minerai qui remplit une fissure dont la direction est angulaire sur celles des couches. Les parties supérieures du parement Est de la mine sont formées par des schistes cristallins très redressés, qui dans l'angle N. E. de celle-ci viennent buter contre les calcaires dolomitiques. Ils sont, au deuxième niveau, traversés par une galerie horizontale faite dans le but de recouper un grand puits vertical situé à quelques mètres du bord de la mine. Cette galerie a traversé un filon d'hématite compacte dont on ne peut présentement évaluer l'épaisseur à cause de l'emboisage, et qui était identique à celle exploitée dans la mine. Cette observation importante montre que le minerai d'Alexandrowsky n'est point lié à la présence des calcaires dolomitiques puisqu'il se rencontre dans des formations d'âge et de nature différents. Les profils fig. 40 qui se succèdent de l'Ouest vers l'Est depuis le N° 1, montrent la disposition des différentes formations que l'on rencontre dans la mine d'Alexandrowsky.

Le profil N° 1 qui est perpendiculaire à l'axe de la mine, passe à peu près par le centre de la première poche; il montre presque partout l'argile qui supportait le minerai qui a été extrait. En P^1 et *a* on voit émerger quelques rochers dolomitiques puis en *a b* une falaise argileuse avec quelques blocs de minerai. Le talus *b* qui supporte le plan incliné, est un reste de ce minerai compact ainsi que la partie comprise entre *c* et *d* sur le fond argileux; les deux galeries indiquées sur ce profil, sont restées dans les argiles.

Le profil N° 2 qui est sensiblement parallèle au premier, passe par la saillie de dolomie qui sépare les deux cuvettes; les points *b* et *a* sont sur le deuxième et le troisième niveau, le plan incliné qui est supporté par la saillie passe en *c*. De P_2 à *b* les talus sont formés de terrain superficiel, puis de *b* à *c* on observe une falaise de dolomie qui, dans une poche d'excavation, renferme encore du minerai. De là jusqu'en P_3, on a constamment les dolomies qui étaient recouvertes du minerai lequel a été enlevé. La direction de ces dolomies est à peu près Est-Ouest, le plongement Sud 20°, et P'_2 on a de nouveau le terrain superficiel.

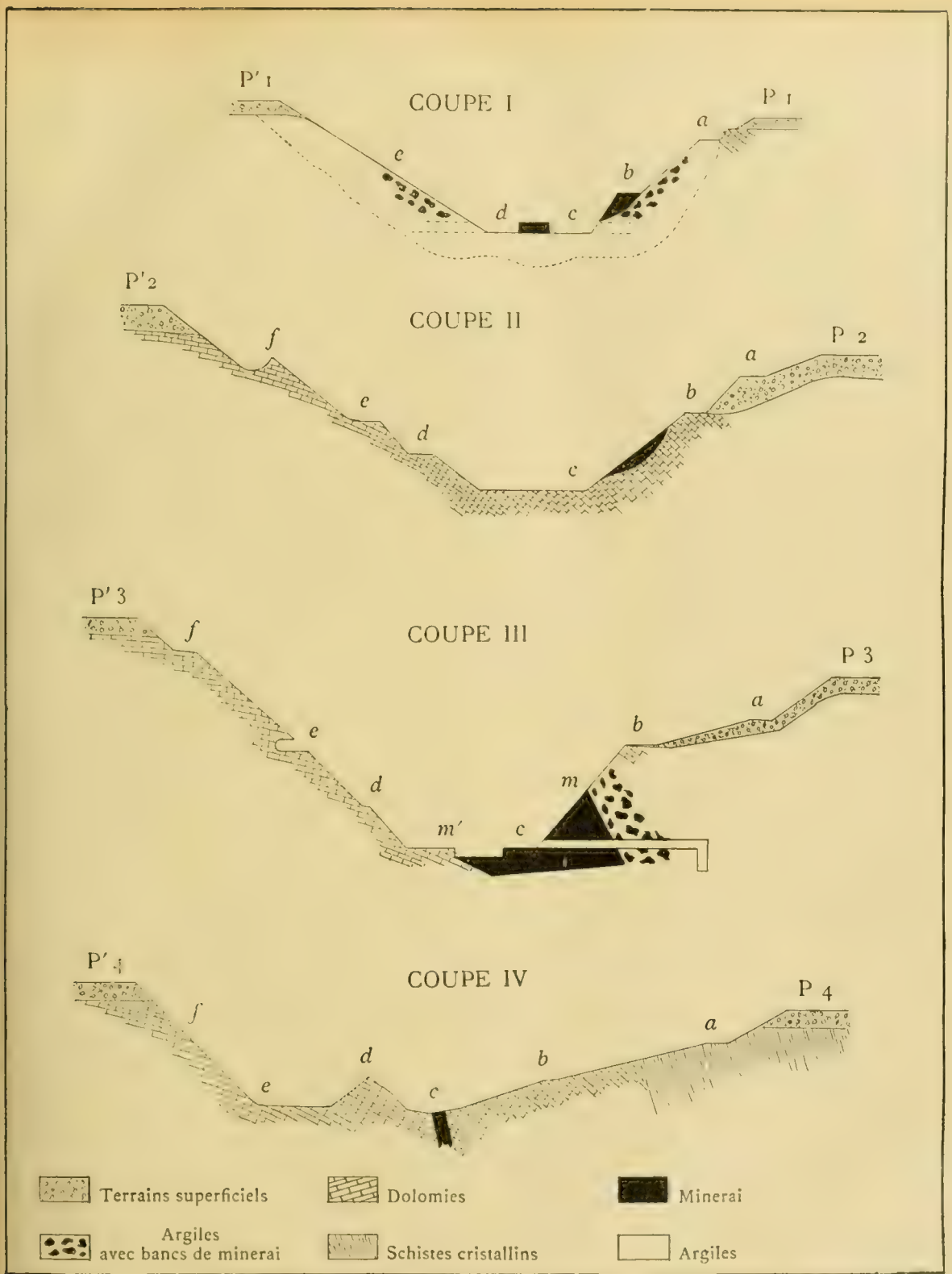


Fig. 40. — Profils à travers la mine de Koutim.

Le profil n° 3 passe près de l'orifice de la galerie ouverte au sixième niveau. Les horizons n° 2, 3 et 6 passent respectivement aux points *a*, *b* et *c*. De P^3 en *b* le talus est formé par le terrain superficiel qui recouvre sans doute les dolomies, lesquelles apparaissent en *b*. Sous ces dolomies viennent des argiles avec nodules d'hématite, qui surmontent le minerai encore attaqué aux horizons n° 6 et n° 7, et comprises entre *m m'*. De *m'* en P^3 les dolomies affleurent d'une manière continue; leur direction est encore Est-Ouest, mais le plongement observé est variable, il est plus accentué dans les parties basses de la paroi. Ces dolomies formaient le mur du minerai qui a été enlevé. Le profil passe par une grotte de 2 à 3 mètres de profondeur qui était entièrement remplie d'oligiste dont on trouve encore quelques placages qui ont été laissés.

Le profil n° 4 suit une ligne qui fait un angle de 21° avec la direction N.-S., comptée vers l'Ouest. En P_4 on voit le terrain superficiel qui surmonte un talus formé par les schistes cristallins; puis viennent les calcaires dolomitiques qui sont développés sur toute la surface du profil. En *d* se trouve un petit éperon de dolomies qui, un peu plus à l'Est, supporte encore du minerai. Ce dernier se retrouve encore dans une poche située entre *d* et *e*. Près du point *c* on voit un filon d'hématite qui mesure un mètre d'épaisseur environ. La direction des dolomies est toujours la même, le plongement des couches se fait au Sud sous des angles de 20° à 40°.

§ 4. *Caractères du minerai et composition chimique.*

On trouve dans la mine d'Alexandrowsky plusieurs sortes de minerai, à savoir :

1. de l'oligiste cristallisé. 2. de l'hématite rouge. 3. de l'hématite brune.

L'oligiste est de beaucoup le minerai le plus répandu, il est largement cristallisé; les cristaux sont généralement directement pressés les uns contre les autres ou localement réunis par une matière talqueuse, onctueuse au toucher et de couleur jaunâtre. Nous avons vu à Koutim des blocs d'un demi-mètre cube d'oligiste compact formés par des cristaux enchevêtrés mesurant plusieurs centimètres de diamètre, on a même trouvé des lames de ce minerai qui atteignaient jusqu'à 40 centimètres. Parfois l'oligiste est associé au quartz, mais c'est plutôt l'exception que la règle; on le rencontre à l'état d'inclusion à l'intérieur de certains blocs de quartz laiteux sous forme de très jolies lamelles d'assez grande

dimension, parfois groupées en rosettes. L'hématite rouge se trouve de préférence parmi les blocs de minerai dispersés dans l'argile, quant à l'hématite brune, elle se rencontre surtout dans les poches et aussi au contact du minerai compact avec certaines formations de la mine. Le minerai de Koutim était un des plus riches et des plus purs de l'Oural, sa composition moyenne est donnée par l'analyse suivante :

Analyse du minerai de Koutim (teneur moyenne).

SiO_2	=	7,28
Al_2O_3	=	0,35
Fe_2O_3	=	85,28
CaO	=	2,98
MgO	=	4,03
MnO	=	0,08
		100,00

§ 5. *Les poches voisines de la mine Alexandrowsky.*

Il existe, dans le voisinage de la mine Alexandrowsky, quelques poches complètement exploitées depuis longtemps qui sur le croquis fig. 39 sont désignés par les lettres A, B et C.

La poche A est la plus rapprochée de la mine; elle a 3 ou 4 mètres de profondeur seulement. Elle est occupée par une lentille de minerai de deux mètres d'épaisseur au plus, qui va s'amincissant vers le bas et le haut de la poche. Le minerai est ici un superbe oligiste cristallisé en lames hexagonales; au toit il est recouvert d'une couche compacte de quartz blanc, laiteux, dans lequel on rencontre en inclusions de nombreuses lamelles d'oligiste. Le toit et le mur sont formés par des dolomies, celles du mur sont grèseuses et altérées, celles du toit compactes, gris-bleuâtre et cristallines. La direction des couches est sensiblement Est-Ouest comme à Alexandrowsky, mais le plongement est inverse et se fait au Nord sous un angle de 50°.

La poche B est une excavation d'environ quinze mètres de longueur sur dix mètres de largeur et deux mètres seulement de profondeur, dans laquelle on voit émergeant au milieu des débris superficiels éboulés, quelques pointements de calcaire dolomitique. Dans le fond de la cavité on a creusé deux excavations plus petites dans le but d'en extraire un minerai dont on voit encore ci et là quelques traces. La première de ces cavités renfermait de l'oligiste, disposé en amas

contre un mur d'argile, avec un toit de calcaires dolomitiques dont les couches sont dirigées Nord-Sud et plongent de 40° à l'Ouest. La deuxième cavité renfermait selon toute vraisemblance, des blocs de minerai empâtés dans l'argile.

La troisième poche C est la plus considérable. C'est une grande excavation de forme elliptique, qui mesure 50 à 60 mètres de longueur, 30 environ de largeur, et 5 à 7 de profondeur. Le grand axe de cette cavité est dirigé à peu près N. 25° O. Elle était comme celle d'Alexandrowsky, complètement remplie de minerai qui y a été complètement exploité sur deux niveaux. Le premier, celui situé plus au Nord, ne présente plus trace de ce minerai; partout affleurent des bancs de dolomie gris-bleuâtre dont la direction est N. 25° O. et le plongement Ouest 30°-40°. Le second niveau dans lequel on voit deux cavités plus profondes, est divisé en deux par un talus sur lequel affleurent des calcaires dolomitiques. L'une de ces cavités est à peu près comblée, on y voit encore un peu d'oligiste qui s'appuye à l'Est contre une paroi de dolomies recouvertes d'une couche de quartz blanc laiteux, qui contient des inclusions et des lamelles d'oligiste. L'autre de ces cavités située derrière le talus ne renferme plus de minerai et les calcaires dolomitiques y affleurent de toutes parts. Ils ont la direction et le plongement indiqués précédemment. Comme des différentes poches ont pour ainsi dire été complètement curées on peut aisément constater leur forme irrégulière.

§ 6. *Origine des gîtes de Koutim.*

Les observations qui précèdent permettent de conclure que les gisements exploités à la mine Alexandrowsky et dans les cavités voisines, doivent leur origine première à un accident tectonique, qui a provoqué dans les dolomies du lambeau de Koutim, et alors qu'il faisait sans doute encore partie du synclinal de l'Uls, une série de fractures d'orientation variable, suivies sans doute de dislocations locales. Celle qui a donné naissance à la mine Alexandrowsky est orientée Est-Ouest, les autres, autant qu'on en peut juger, ont des orientations différentes. A Alexandrowsky la dislocation est manifeste; la direction des couches de dolomies est absolument anormale de même que les relations de ces dolomies avec les schistes cristallins; sur les cavités B et C la direction des dolomies est normale et conforme à celle générale des formations de la région; les plongements observés sur ces dolomies indiquent également qu'elles ondulent dans le lambeau de Koutim comme dans le synclinal de l'Uls. Ces différentes fractures ont, dans la suite, été agrandies et façonnées par l'érosion

qui les a transformées dans les poches irrégulières que nous montrent les profils. Celles-ci sont en somme identiques aux nombreuses grottes et canaux souterrains que l'on rencontre à chaque instant dans la région karstienne du synclinal de la Wichéra; la forme arrondie des saillies de dolomies qu'on voit sur les parois de la mine Alexandrowsky ne laisse d'ailleurs aucun doute sur la réalité de cette érosion; ces surfaces ne se sont nullement produites en cours d'exploitation, on peut en effet les observer là où le minerai et l'argile recouvrent encore directement les dolomies. Ces fissures ont été remplies postérieurement par des dépôts ferrugineux dont l'origine est sans doute analogue à ceux que l'on trouve en d'autres endroits dans les mêmes dolomies; il est probable aussi que l'argile a accompagné ce dépôt. Originellement le minerai avait une forme et une composition différentes de celles actuelles, et sa transformation en oligiste est sans doute liée à un métamorphisme dont on trouve à chaque instant des traces dans la région.

§ 7. *Les gisements de la Ribnaïa et de la Petite Souria.*

Ces gisements qui sont très peu importants, se trouvent entièrement dans des schistes cristallins.

Le gite de la Ribnaïa est situé dans la partie inférieure du cours de cette rivière, il a déjà fait l'objet de travaux anciens. Ceux-ci consistent en quelques puits peu profonds et en deux tranchées parallèles qui sont actuellement en partie comblées et dirigées en moyenne normalement à la direction des schistes cristallins qu'on y voit affleurer. L'une de ces tranchées a mis à nu un filon d'hématite très compacte et très homogène, encaissé au toit et au mur par les schistes et concordant en apparence avec eux. L'épaisseur de ce filon est de 3 à 4 mètres. Les schistes encaissants sont d'un type chlorito-micacé de couleur verdâtre; ils ne sont pas ferrugineux, et il n'y a pas passage latéral du schiste au minerai mais au contraire contact franc des deux formations. Ce filon semble donc dû au remplissage postérieur d'une fracture; il est identique à celui qu'on voit à la mine d'Alexandrowsky, encaissé dans les schistes cristallins, et a sans doute une origine analogue, ce qui montre que le remplissage des fractures par des dépôts ferrugineux qui paraît être général dans cette région, n'est nullement en relation avec la nature de la roche encaissante. Les travaux faits à ce jour sur le gite de la Ribnaïa ne permettent pas de dire si le filon d'hématite va profondément et s'il se continue sur une certaine étendue.

Sur la rive droite de la Petite Souria, à mi-hauteur de la montagne qui s'élève entre cette rivière et la Grande Souria, il existe également un petit gîte de minerai appelé Dimitrowsky Rudnik. Celui-ci consiste en deux petites couches de fer oligiste intercalées dans les schistes cristallins, qui ont été mises en évidence par une tranchée d'une centaine de mètres de longueur dirigée normalement à la direction des couches. Les schistes qui encaissent le minerai sont très micacés, leur direction est Nord 30° Ouest, ils plongent vers l'Est de 70 à 80°. Les renseignements manquent également pour préciser l'étendue du gisement qui paraît d'ailleurs de très minime importance.

Le minerai de fer a été rencontré également sur la Grande Souria, dans des conditions qu'il est impossible de préciser avec l'état actuel des puits de recherche.

TABLE DES MATIÈRES

Pages

PRÉFACE 33

DIVISION DU TRAVAIL ET INDICATIONS GÉNÉRALES 36

BIBLIOGRAPHIE 38

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE I. — OROGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE DE LA RÉGION 39

§ 1. Situation géographique et moyens d'accès de la région étudiée 39

§ 2. Caractères généraux du relief 41

§ 3. Les chaînes dans les environs de Koutim 43

§ 4. Les chaînes entre Koutim et la région du Violce 45

§ 5. Les montagnes dans la région du cours supérieur de la Wichéra 48

§ 6. Le système hydrographique 50

CHAPITRE II. — FORMATIONS GÉOLOGIQUES. ROCHES ERUPTIVES 53

§ 1. Classification des différentes formations rencontrées 53

§ 2. Les diabases, caractères microscopiques et distribution générale 54

§ 3. Minéraux constitutifs des diabases . . 55

§ 4. Monographie des types de diabases étudiés 61

§ 5. — Composition chimique et formule magmatique des diabases 66

CHAPITRE III. — FORMATIONS GÉOLOGIQUES. LA SÉRIE MÉTAMORPHIQUE INFRADÉVONIENNE . 68

§ 1. Caractères généraux de la série et classification proposée 68

§ 2. Les quartzites et les conglomérats quartzeux, caractères, structures et monographie des types étudiés 69

§ 3. Les amphibolites albito-épidotiques ; minéraux constitutifs et structure . . 72

§ 4. Monographie des échantillons d'amphibolites albito-épidotiques étudiés . . 78

Pages

§ 5. Composition chimique des amphibolites albito-épidotiques et considérations générales relatives à ces roches . . 83

§ 6. Les schistes albito-chloriteux, minéraux constitutifs, structures 86

§ 7. Monographie des types de schistes albito-chloriteux étudiés 89

§ 8. Composition chimique des chistes albito-chloriteux 91

§ 9. Les glaucophanites albito-épidotiques, minéraux constitutifs et composition chimique 92

§ 10. Les gneiss séricitiques à albite, minéraux constitutifs et structures . . . 95

§ 11. Monographie des types de gneiss séricitiques à albite étudiés 98

§ 12. Composition chimique des gneiss séricitiques à albite 100

§ 13. Les schistes quartzito-séricitiques, minéraux constitutifs et structures . . 101

§ 14. Monographie des types de schistes quartzito-séricitiques étudiés . . . 103

§ 15. Composition chimique des schistes quartzito-séricitiques 104

§ 16. Les schistes quartziteux, minéraux constitutifs, structures 105

§ 17. Monographie des types de schistes quartziteux étudiés 109

§ 18. Composition chimique des schistes quartziteux 112

§ 19. Les calcaires cristallins 114

CHAPITRE IV. — FORMATIONS GÉOLOGIQUES. LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES 115

§ 1. Le dévonien inférieur 115

§ 2. Le dévonien moyen D2 117

§ 3. Le carbonifère 118

§ 4. Les formations quaternaires et contemporaines 119

CHAPITRE V. — RÉPARTITION DES FORMATIONS ET TECTONIQUE 120

§ 1. Considérations générales sur les formations 120

§ 2. Les plis dans la région de Koutim . . 122

Pages

§ 3. Les plis dans la région comprise entre le Violce et la Koutim 132
§ 4. Les plis dans la région de la Haute Wichéra 141
§ 5. Le synclinal dévonien de la Wichéra . 148

Chapitre VI. — Le phénomène des hautes terrasses 149
§ 1. Généralités sur le phénomène et premières observations 149
§ 2. Les chaînes du Poyassowoï-Kamen et du Liampowsky. 151
§ 3. La chaîne du Kwarkouche. 154
§ 4. La chaîne du Bieli-Kamen 158
§ 5. Le Martaïnsky-Kamen 161
§ 6. Les montagnes du Yalping-Nior et du Mourawlinsky-Kamen 162
§ 7. Autres chaînes qui présentent le phénomène des terrasses. 164
§ 8. Conclusions générales relatives au phénomène des hautes terrasses . . . 164

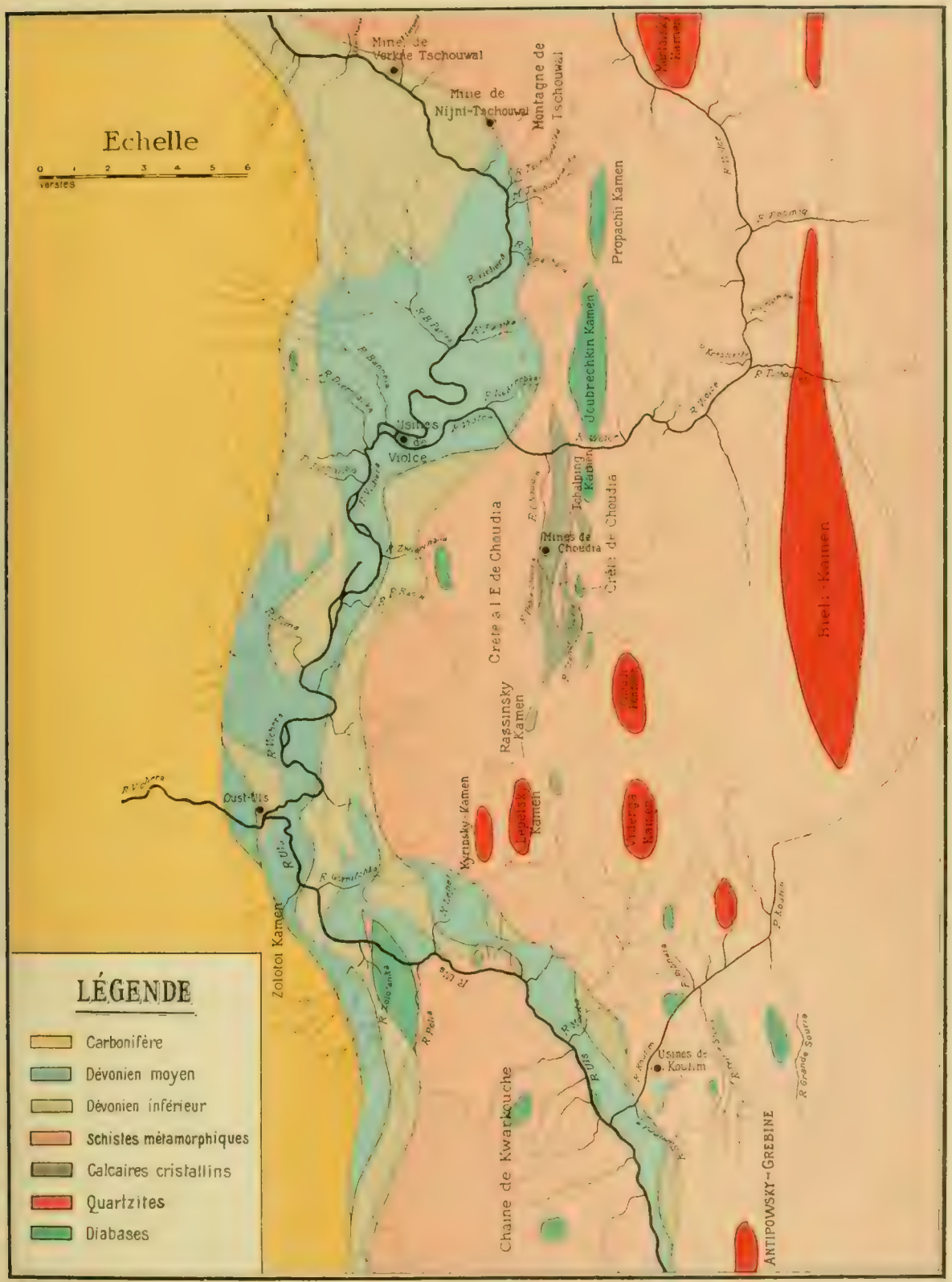
CHAPITRE VII. — Les gisements de fer de la Wichéra. Les gites de Verkne et de Nijne-Tschouwal 166
§ 1 Énumération des gites de la Wichera . 166
§ 2. La rive gauche de la Wichéra, entre Nijne et Verkne-Tschouwal. . . . 166
§ 3. Description du gisement de Verkne-Tschouwal 167
§ 4. Caractères du minerai et composition chimique 171
§ 5. Extension du niveau minéralisé . . . 174
§ 6. Description du gisement de Nijne-Tschouwal 176

Pages

§ 7. Caractère du minerai et composition chimique 178
§ 8. Conclusions relatives aux gites de Verkne et de Nijne-Tschouwal 179

Chapitre VIII. — Les gisements de fer de la Wichéra. Le Joubrechkine-Kamen et la mine de Choudia 181
§ 1. La région située entre la Wichéra et le Joubrechkine 181
§ 2. Structure géologique du Joubrechkine . 182
§ 3. Le gabbro, caractères microscopiques et composition chimique. 185
§ 4. Le minerai de fer, structure microscopique et composition chimique. . . 186
§ 5. Relations entre le gabbro et le minerai de fer 188
§ 6. Structure géologique de la mine de Choudia 189
§ 7. Description du gisement de Choudia. . 191
§ 8. Caractères et composition chimique du minerai 193

Chapitre IX. — Les gisements de la Wichéra. Les gites de Koutim 194
§ 1. Géologie des environs de Koutim. 194
§ 2. Position du gisement dans les formations 197
§ 3. Description de la mine Alexandrowsky. 198
§ 4. Caractères du minerai et composition chimique 204
§ 5. Les poches voisines de la mine Alexandrowsky 205
§ 6. Origine des gites de Koutim 206
§ 7. Les gisements de la Ribnaïa et de la Petite Souria 207



L. DUPARC

CARTE GÉOLOGIQUE DU BASSIN SUPÉRIEUR DE LA WICHÉRA

EXPLICATION DE LA PLANCHE II

N° 5096. Diabase ophitique. Petit sommet sur la crête qui domine une des sources de Malma. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3 Fuess.

N° 5063. Diabase ophitique avec association poecilitique d'olivine, de pyroxène, et feldspaths décomposés. Piton rocheux en place au flanc Est de Kwarkouche. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

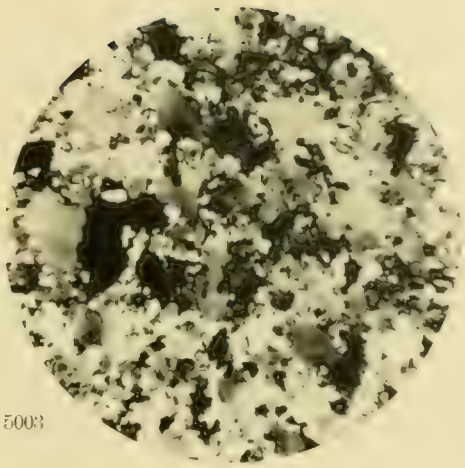
N° 5021. Conglomérat quartzeux à petits galets. Ouwal C à l'Ouest de Kwarkouche. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 5003. Quartzite, sur le dernier sommet Sud du Poyassowoï. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

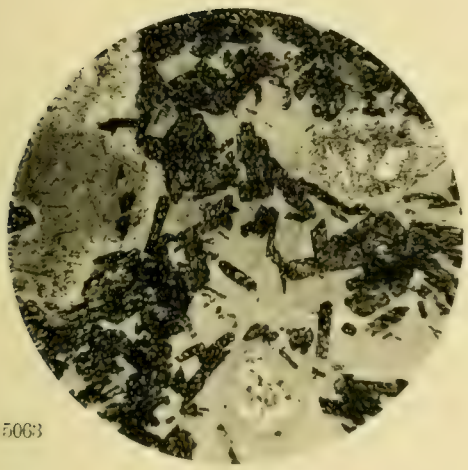
N° 7030. Amphibolite albito épidotique. Sur la ligne de partage, un peu au Sud de la source droite d'Iwdiel. Type largement cristallisé. Lumière naturelle. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 7024. Amphibolite albito-épidotique, sur la ligne de partage, un peu au Sud de la source droite d'Iwdiel. Type à structure enchevêtrée, sans orientation des éléments. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

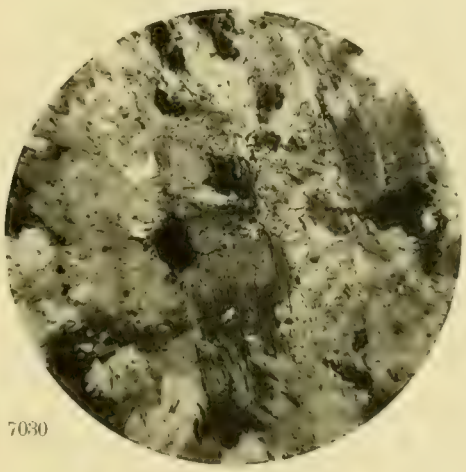
N° 5096



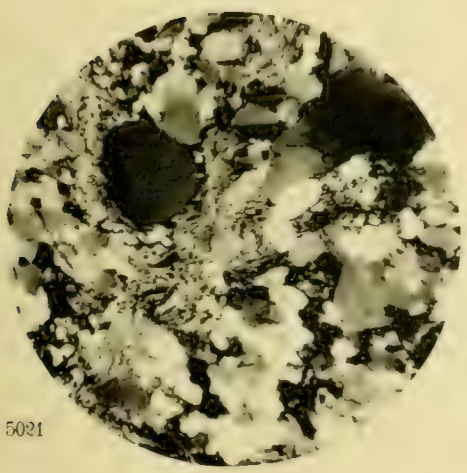
N° 5003



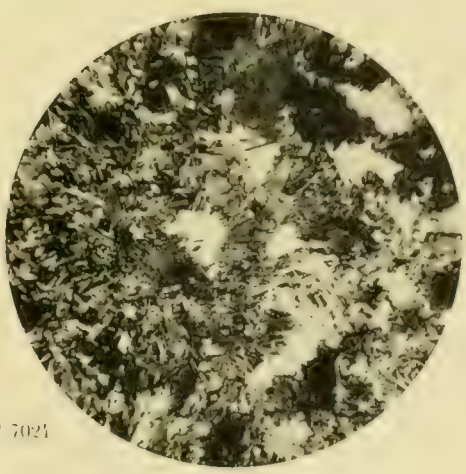
N° 5063



N° 7030



N° 5021



N° 7021

Louis Duparc, Francis Pearce et M. Tikanowitch. Recherches pétrographiques sur l'Oural

EXPLICATION DE LA PLANCHE III

N° 7223. Amphibolite albito-épidotique. Structure cristallino-schisteuse. Lumière polarisée. Objectif n° 2. Oculaire n° 3.

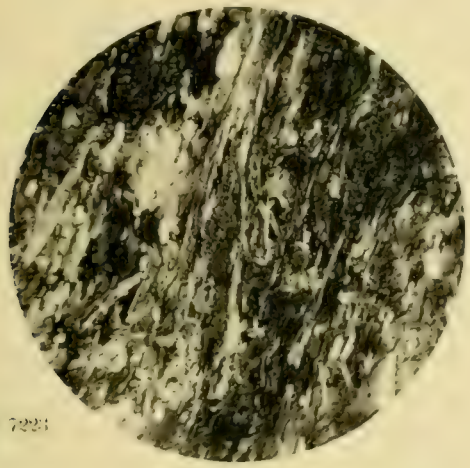
N° 5084. Schiste albito-chloriteux. Ravin des sources de Pélia sur le Kwarkouche. Structure poeciloblastique ; les cristaux d'albite qui empâtent du sphène de la hornblende, de la séricite et de l'épidote, sont réunis par une espèce de ciment formé par la chlorite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 5062. Schiste albito-chloriteux avec calcite. Petit affleurement au Sud-Est du sommet F de Kwarkouche. Même structure mais moins de chlorite que dans le numéro précédent. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

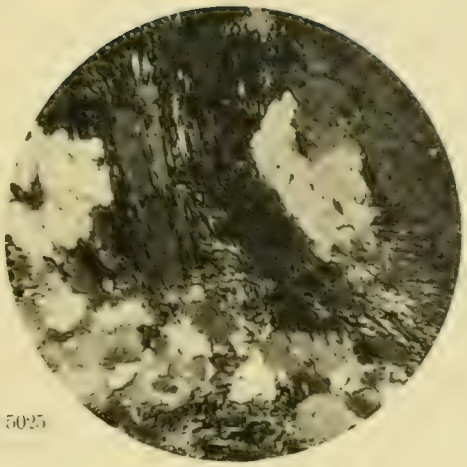
N° 5025. Schiste albito-chloriteux à amphibole glaucophanique. Sur la crête B qui forme la rive gauche du ravin de Pélia. La coupe montre l'amphibole enveloppée par la chlorite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° A. 42. Glaucophanite albito-épidotique. Rive droite de la B. Sosswa, en aval de Kholnépia. Structure grossièrement nématoblastique avec porphyroblastes de magnétite. Lumière naturelle. Objectif O. Oculaire n° 3.

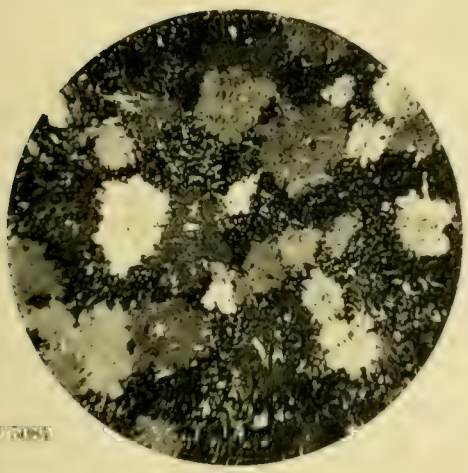
N° 5035. Gneiss séricitique à albite. Sur le plateau de Kwarkouche sur un petit sommet avant le ravin de Malma. Nombreux porphyroblastes d'albite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.



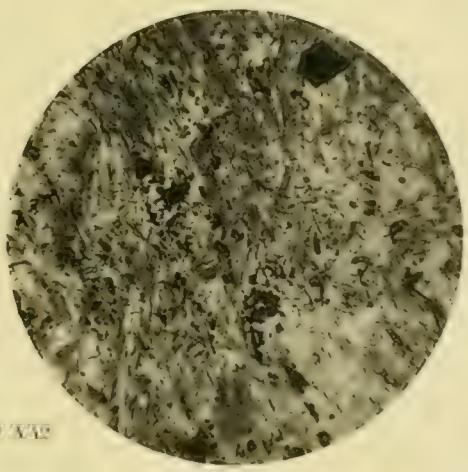
N° 7223



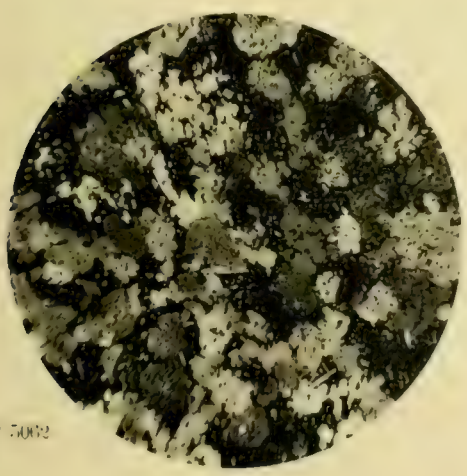
N° 5025



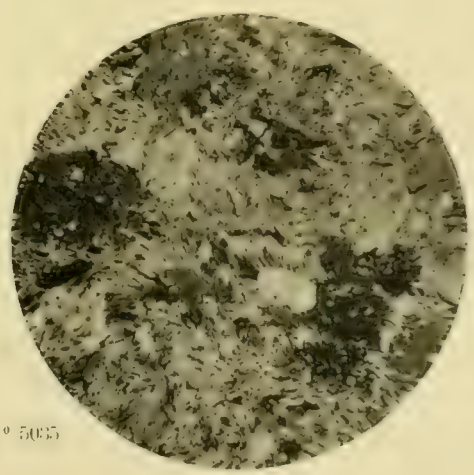
N° 5084



N° X42



N° 5062



N° 5035

Louis Duparc, Francis Pearce et M. Tikanowitch. Recherches pétrographiques sur l'Oural

EXPLICATION DE LA PLANCHE IV

N° 5010. Gneiss séricitique à albite. Kwarkouche. Structure granoblastique avec gros porphyroblastes d'albite et quelques grosses lamelles de chlorite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

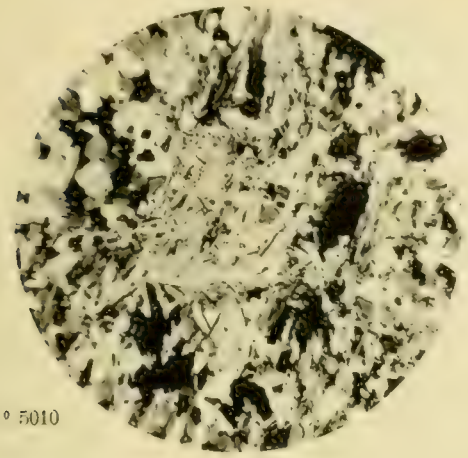
N° 5018. Gneiss séricitique à albite. Ravin de Pélia. Structure parallèle des éléments et étirement dynamique des porphyroblastes d'albite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 5013. Schiste quartzito-séricitique Kwarkouche. Oreilles de Pélia. Structure lépidoblastique avec amas lenticulaires de grosses lamelles de chlorite. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

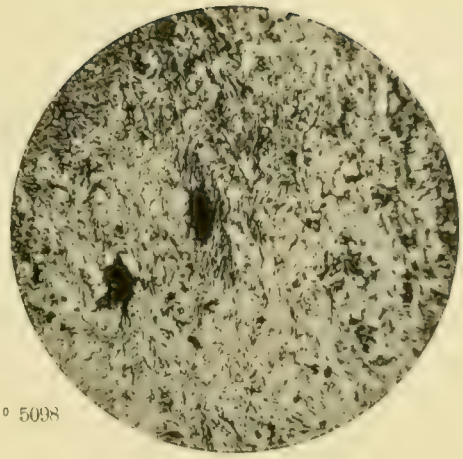
N° 5098. Schiste quartzito-séricitique crête C Kwarkouche. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 5028. Schiste quartziteux Kwarkouche. Structure granoblastique avec porphyroblastes de glaucophane zonée. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

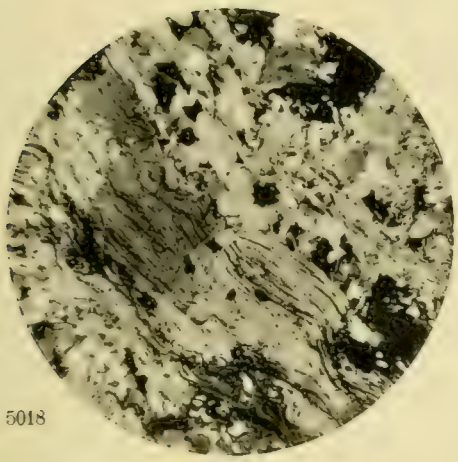
N° 7225. Schiste quartziteux. Structure cristallino-schisteuse. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.



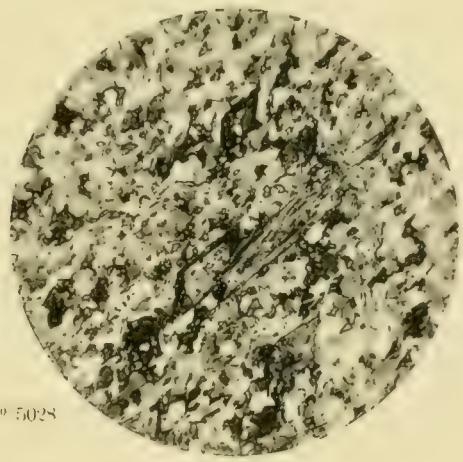
N° 5010



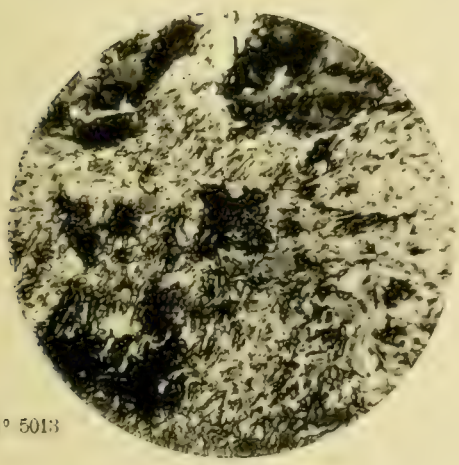
N° 5098



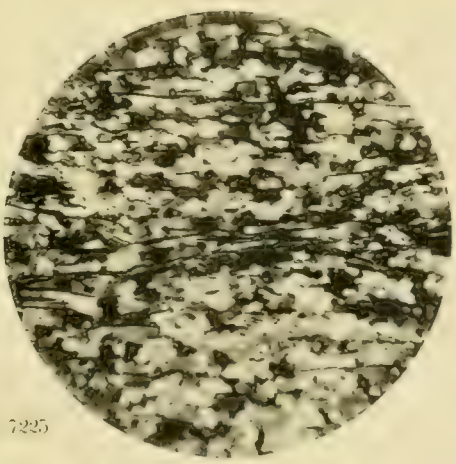
N° 5018



N° 5028



N° 5013



N° 7225

Louis Duparc, Francis Pearce et M. Tikanowitch. Recherches pétrographiques sur l'Oural

EXPLICATION DE LA PLANCHE V

N° 5020. Schiste quartziteux Kwarkouche. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

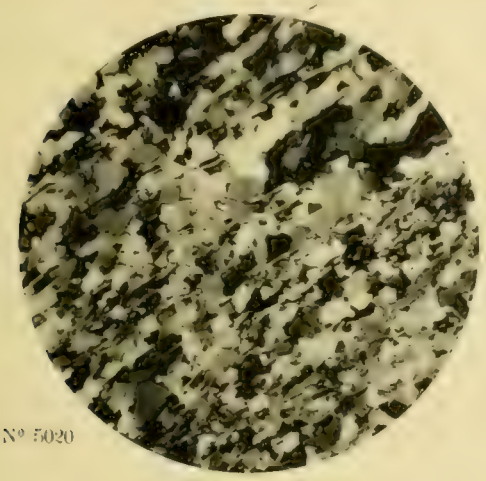
N° 5103. Schiste quartziteux Kwarkouche. Structure blasto-psammitique. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 7002. Gabbro à magnétite, minerai de fer. Joubrechkine-Kamen. Lumière naturelle. Objectif O. Oculaire n° 3.

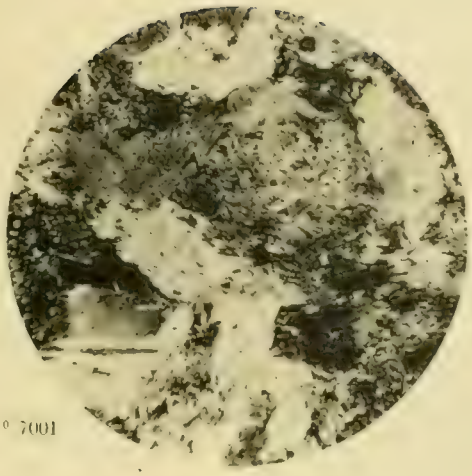
N° 7001. Gabbro vert. Joubrechkine-Kamen. Lumière polarisée. Objectif O. Oculaire n° 3.

N° 7009. Minerai de Verkne-Tchouwal. Lumière naturelle. Objectif O. Oculaire n° 3.

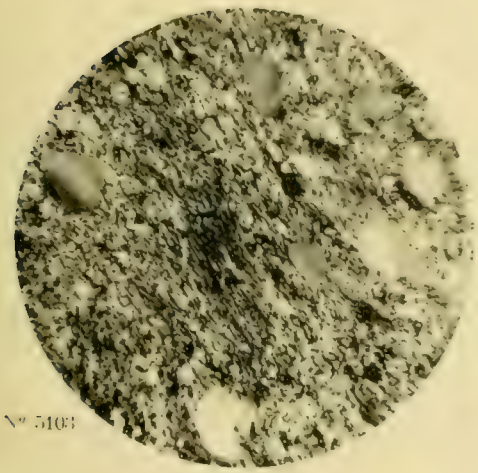
N° 7009. Minerai de Verkne-Tschouwal. Tschernichéwite parmi le quartz. Lumière naturelle. Objectif O. Oculaire n° 3.



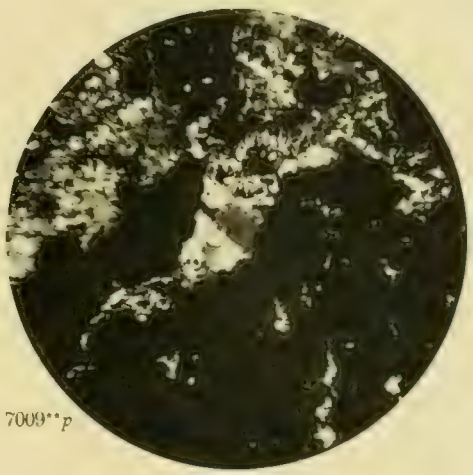
N° 5020



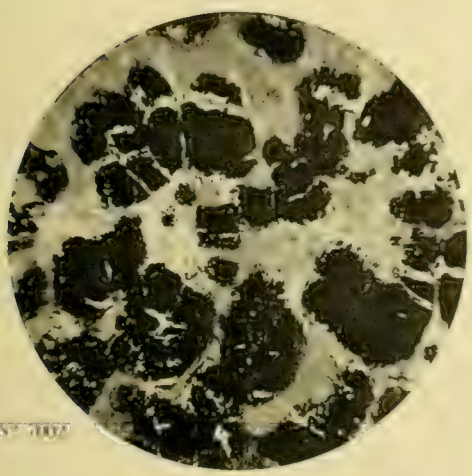
N° 7001



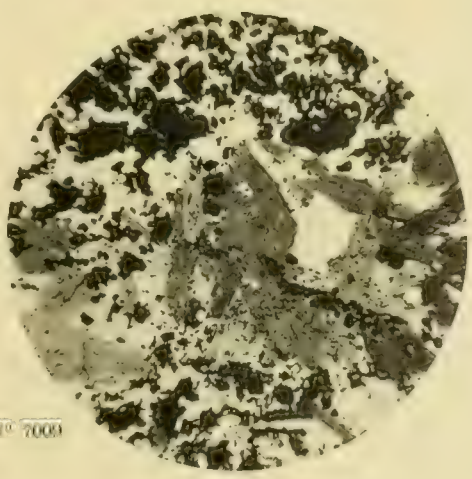
N° 5103



N° 7009** *p*



N° 7002



N° 7003

Louis Duparc, Francis Pearce et M. Tikanowitch. Recherches pétrographipues sur l'Oural

PUBLICATIONS

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

La Société peut disposer de deux collections complètes de ses *Mémoires*. (Tomes 1-35 et volume du centenaire.) Pour traiter, s'adresser au secrétaire des publications. (Adresse de la Société : Soc. de physique, au Museum d'hist. naturelle, Genève, Suisse.)

Comptes rendus des séances de la Société (in-8°). Tomes I-XXV (1884-1908). Prix Fr. 20

Liste des publications des membres de la Société (1883) in-8° avec supplément (1896) Prix . . . . . Fr. 4

Imprimerie Albert Kündig, Genève.

MÉMOIRES

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE

ET

D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

Volume 36

Fascicule 2. — (Mars 1910)

Exposé résumé de la Géométrie des feuillets
par René de Saussure
Rapport du président de la Société pour 1909.

GENÈVE
GEORG & Cie
BALE et LYON même maison.

PARIS
G. FISCHBACHER
33, rue de Seine.

TABLE DES MATIÈRES

DU

FASCICULE 2, VOLUME 36

Pages

René de Saussure. — Exposé résumé de la Géométrie des « feuillets ». Nouvelle géométrie de l'espace basée sur la considération du « corps rigide » comme élément spatial primitif. Avec 31 figures et 2 planches. 211

Rapport du Président de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève pour l'année 1909 par M. le Dr John Briquet 267

MÉMOIRES
DE LA
SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE DE GENÈVE
VOLUME 36, FASCICULE 2.

EXPOSÉ RÉSUMÉ DE

LA GÉOMÉTRIE DES « FEUILLETS »

NOUVELLE GÉOMÉTRIE DE L'ESPACE
BASÉE SUR
LA CONSIDÉRATION DU « CORPS RIGIDE »
COMME ÉLÉMENT SPACIAL PRIMITIF

PAR

René de SAUSSURE

Avec les planches VI et VII.

PRÉFACE

C'est à CHASLES surtout que l'on doit la théorie géométrique du mouvement des corps rigides dans l'espace. On admet généralement que : *le mouvement le plus général d'un corps solide dans l'espace est le mouvement hélicoïdal ;* c'est-à-dire que si l'on se donne deux positions arbitraires A et A' d'un corps rigide, on peut toujours faire passer le corps de la position A à la position A' par un mouvement de vis. Les successeurs de Chasles ont tous basé leurs travaux sur ce théorème fondamental ; par exemple MANNHEIM, en France, R.-S. BALL, en Angleterre, SCHŒNFLIES, en Allemagne, se sont bien placés à divers points de vue pour étudier les lois géométriques du mouvement, mais tous trois considèrent le mouvement hélicoïdal comme fondamental.

Suivant mon opinion, le mouvement hélicoïdal n'est fondamental qu'au point de vue *mécanique*, mais pas au point de vue *géométrique*.

En mécanique, le mouvement est un phénomène physique, qui dépend non seulement de l'espace, mais aussi du *temps ;* comme les diverses positions d'un corps mobile correspondent chacune à un instant déterminé et comme le temps n'a qu'une dimension, tout mouvement physiquement réalisé est à une dimension, c'est-à-dire que dans tout mouvement physique, le corps mobile occupe successivement une série de positions dont le nombre ne peut être que simplement infini (∞^1).

En géométrie, au contraire, le mouvement est un phénomène purement spatial, c'est un simple *changement de position* (déplacement) indépendant du temps néces-

saire pour effectuer ce changement. Un déplacement géométrique est donc simplement une collection de positions d'un corps rigide ou une *collection de figures égales*, puisqu'un corps rigide a une forme et une grandeur invariables.

Il en résulte que dans tout mouvement (physique) le nombre des positions du corps mobile est toujours simplement infini, tandis que dans le déplacement (géométrique) le nombre des positions du corps peut être simplement, doublement, triplement,..... infini. On peut, en effet, imaginer diverses espèces de collections de figures égales, par exemple : une collection de ∞^1 points donne une *ligne,* une collection de ∞^2 points donne une *surface;* le déplacement de la figure appelée « point » peut donc engendrer soit une ligne, soit une surface. Pour distinguer les différentes espèces de collections ou séries de figures, nous emploierons les termes suivants :

monosérie désignera une collection de ∞^1 figures égales,
bisérie » » ∞^2 »
trisérie » » ∞^3 » »
tétrasérie » » ∞^4 » »
pentasérie » » ∞^5
hexasérie » » ∞^6 » »
polysérie » ∞^n

D'après ces définitions, une ligne est une monosérie de points, une surface est une bisérie de points, l'espace contient une trisérie de points, etc. On doit donc en géométrie distinguer les diverses espèces de déplacements suivant la nature de la collection engendrée par la figure mobile. Si le déplacement d'un corps engendre par exemple une tétrasérie, on dit que le déplacement est *à quatre paramètres* ou que le corps mobile a *quatre degrés de liberté*. Comme le mouvement hélicoïdal est un déplacement à un seul paramètre, il ne peut pas servir de type fondamental pour les déplacements à plusieurs paramètres, de même qu'une *ligne droite* peut bien servir de type fondamental pour les *courbes* mais pas pour les *surfaces* (car une ligne droite est une monosérie de points, tandis qu'une surface est une bisérie).

Dans son remarquable ouvrage « *Theory of Screws* », R.-S. Ball a réussi à édifier une théorie générale des déplacements à plusieurs paramètres, en conservant le mouvement hélicoïdal comme base de la théorie, mais sa théorie si intéressante qu'elle soit ne s'applique qu'aux déplacements infiniment petits.

Dans les pages qui suivent, j'ai essayé d'élaborer une nouvelle théorie générale des déplacements de toute espèce (à un ou à plusieurs paramètres, finis ou infiniment petits) et l'on verra que le déplacement fondamental n'est plus alors le mouvement hélicoïdal.

CHAPITRE I

Les sept branches de la géométrie.

Le but de la géométrie élémentaire est la recherche des relations qui existent entre les différentes parties d'un corps ou figure géométrique. Ces relations dépendent essentiellement de la forme et de la grandeur de la figure donnée.

Au contraire, en géométrie supérieure, on étudie non pas *une* figure, mais toute une collection de figures égales, et l'on recherche les relations qui existent entre les différentes figures consécutives de la collection ; on ne s'occupe donc ni de la forme ni de la grandeur de ces figures, mais seulement de leurs positions relatives ; en d'autres mots on considère chacune des figures de la série comme un élément primitif et indivisible.

Cette géométrie supérieure conduit donc à l'étude des lois qui régissent les déplacements d'un corps rigide ; c'est pourquoi on l'appelle aussi *géométrie cinématique*. A la vérité, on devrait l'appeler simplement *géométrie ;* ce n'est pas en effet une partie ou une branche de la géométrie ; ce sont plutôt les autres géométries qui sont des parties de la géométrie cinématique, comme on va le voir : en effet, qu'est-ce qu'un « corps rigide ? » Géométriquement, un corps rigide est une figure invariable, qui n'a pas de forme ni de grandeur définie, mais qui a une position déterminée. On trouvera donc toutes les espèces de corps rigides en recherchant quelles sont les figures qui n'ont ni forme, ni grandeur (c'est-à-dire qui ne contiennent aucun élément ou partie mesurable) ; on trouve ainsi qu'il existe *sept* espèces de corps rigides (fig. 1) :

a) la figure M appelée *point*,

b) » D » *droite*,

c) » P » *plan*,

d) » MD que nous appellerons *flèche*,

(composée d'une droite orientée D sur laquelle est marqué un point M),

e) la figure MP que nous appellerons *bouclier*, (composée d'un plan orienté P dans lequel est marqué un point M),

f) la figure DP que nous appellerons *drapeau*, (consistant en un plan orienté P contenant une droite orientée D).

g) la figure *MDP* que nous appellerons *feuillet*, (consistant en un plan orienté *P* contenant une droite orientée *D* sur laquelle est marqué un point *P*).

Ces sept figures sont les seules qui ne contiennent aucun paramètre de grandeur, c'est-à-dire aucun élément mesurable.

On peut donc dire que dans notre espace à trois dimensions, il existe sept géométries fondamentales, ou plutôt sept branches de la géométrie correspondant respectivement aux sept types fondamentaux de corps rigides. On peut classer ces sept géométries en trois groupes : géométries à élément simple *(M, D* ou *P)*; géométries à élément double *(MD, MP* ou *DP)* et géométrie à élément triple *(MDP)*.

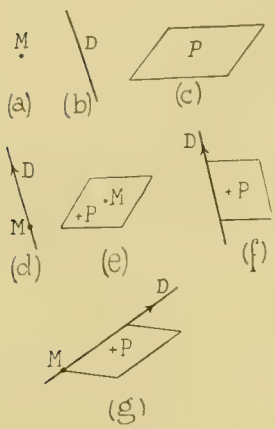


Fig. 1.

On a donc le tableau suivant des diverses branches de la géométrie :

1er GROUPE *(Géométries à élément simple)* : a) *géométrie ponctuelle* ou étude des séries de points ; b) *géométrie réglée* ou étude des séries ou systèmes de droites : c) *géométrie tangentielle* ou étude des séries de plans.

2e GROUPE *(Géométries à élément double)* : d) *géométrie des flèches* ou étude des systèmes de flèches ; e) *géométrie des boucliers* ; f) *géométrie des drapeaux.*

3e GROUPE *(Géométrie à élément triple)* : g) *Géométrie des feuillets* ou étude des systèmes de feuillets.

Jusqu'à maintenant les géomètres n'ont étudié que les trois premières géométries (ponctuelle, réglée et tangentielle) ; les quatre autres sont encore inexplorées. Pour en aborder l'étude, je commencerai par la fin, c'est-à-dire par la *géométrie des feuillets*. En effet, cette dernière est la géométrie la plus générale dans l'espace, car son élément primordial, le *feuillet*, est le plus complet des sept éléments fondamentaux. Les 6 premières géométries ne sont que des formes simplifiées de la septième, car les 6 premiers éléments *(M, D, P, MD, MP, DP)* ne sont que des formes incomplètes du feuillet *MDP*. Lors donc que l'on connaîtra les lois de la géométrie des feuillets, on trouvera facilement celles des autres géométries.

Faisons d'abord quelques remarques générales sur les diverses branches de la géométrie.

a) *Géométrie ponctuelle :* Une collection de points, ou série ponctuelle, peut être engendrée par le déplacement d'un point mobile ; la géométrie ponctuelle conduit donc à l'étude des lois géométriques qui régissent le déplacement d'un point mobile *M*.

Comme 3 paramètres ou *coordonnées* sont nécessaires pour définir la position

d'un point M dans l'espace, le déplacement d'un point peut engendrer 3 espèces différentes de séries ponctuelles : si un seul paramètre est laissé arbitraire, le point mobile M engendre une *ligne* ou *courbe* (monosérie de points) ; si deux paramètres sont arbitraires, le point M engendre une *surface* (bisérie de points), finalement si les trois paramètres sont arbitraires, le point M engendre une trisérie, c'est-à-dire qu'il est tout à fait libre dans l'espace.

Il existe donc en géométrie ponctuelle deux formes spatiales : la *ligne* (ou *courbe*) et la *surface*.

b) *Géométrie réglée :* Tandis que la géométrie ponctuelle est étudiée depuis l'antiquité, la géométrie réglée ne date que du siècle dernier ; elle est sortie des travaux de CHASLES et de PLÜCKER.

Le déplacement d'une droite engendre une série réglée. Comme il faut 4 paramètres pour définir la position d'une droite dans l'espace, on pourra engendrer 4 espèces de séries réglées : si un seul paramètre est arbitraire, la droite mobile D engendre une monosérie de droites ou *surface réglée* (par exemple un cône, un hyperboloïde, etc.) ; si deux paramètres sont arbitraires, la droite D engendre une *congruence* (bisérie de droites) ; si trois paramètres sont arbitraires, la droite engendre un *complexe* (trisérie de droites), finalement si les quatre paramètres sont arbitraires, la droite D engendre une tétrasérie, c'est-à-dire qu'elle est tout à fait libre dans l'espace.

c) *Géométrie tangentielle.* Une collection de plans, ou série tangentielle, peut être considérée comme engendrée par le déplacement d'un plan. Pour définir la position d'un plan dans l'espace, il faut 3 paramètres : un plan mobile P peut donc engendrer 3 espèces de séries tangentielles : si un seul paramètre est laissé arbitraire, le plan P engendre une *ligne* ou *courbe* (monosérie de plans), de telle façon que le plan P est constamment osculateur à la courbe engendrée [1] ; si deux paramètres sont laissés arbitraires, le plan P engendre (par enveloppe) une *surface* (bisérie de plans) ; enfin, si les trois paramètres sont arbitraires, le plan P engendre une trisérie de plans, c'est-à-dire qu'il est tout à fait libre dans l'espace.

Remarque : Les formes spatiales en géométrie tangentielle (ligne, surface) sont les mêmes que celles de la géométrie ponctuelle. Ces deux géométries forment donc ensemble une géométrie double ou *bisexuelle :* dans cette géométrie, que l'on désigne aussi sous le nom de *théorie des courbes et des surfaces*, chaque forme peut être étudiée de deux points de vue opposés (principe de dualité). Au contraire, la géométrie réglée est en ce sens *unisexuelle*.

[1] On dit aussi qu'un plan mobile P engendre une *surface développable* (par enveloppe), de telle façon que P est constamment tangent à cette surface. La courbe enveloppe du plan P est alors l'arête de rebroussement de cette surface développable.

On voit donc que des trois éléments fondamentaux (point, droite, plan), la droite est dualistiquement réciproque d'elle-même, tandis que le point et le plan sont réciproques l'un de l'autre. Le mouvement d'un point engendre une *longueur,* le mouvement d'un plan engendre un *angle;* ces deux grandeurs spatiales sont donc aussi fondamentales et irréductibles l'une à l'autre; cependant elles correspondent toutes deux à la même forme spatiale (ligne), car tout fragment MM' de ligne implique une longueur (distance MM') et un angle (angle dièdre des plans osculateurs en M et en M'). Si donc on regarde le point comme l'élément mâle et le plan comme l'élément femelle de l'espace, on doit aussi considérer une longueur comme la grandeur spatiale mâle et un angle comme la grandeur spatiale femelle[1].

d) e) f) *Géométries à élément double* (flèche, bouclier ou drapeau). Ces géométries ne sont pas encore étudiées. Je ferai seulement les remarques suivantes :

Il faut 5 paramètres pour définir la position d'une flèche MD dans l'espace (3 pour la position du point M et 2 pour la direction de la droite D). Il faut aussi 5 paramètres pour définir un bouclier MP ou un drapeau DP. Le déplacement d'une flèche, d'un bouclier ou d'un drapeau peut donc donner naissance à une monosérie, bisérie, trisérie, tétrasérie ou pentasérie; chacune de ces géométries donne ainsi lieu à 4 formes spatiales différentes. On voit aussi que la géométrie des boucliers est unisexuelle, car le bouclier est une figure réciproque d'elle-même; au contraire, les géométries de la flèche ou du drapeau formeront ensemble une seule géométrie bisexuelle, car la flèche et le drapeau sont des figures réciproques l'une de l'autre, — elles donneront donc lieu aux mêmes formes spatiales.

g) *Géométrie des feuillets.* Cette géométrie est la plus générale; elle est unisexuelle, car un feuillet MDP est une figure réciproque d'elle-même. Il est très important de découvrir les lois de cette géométrie, car un feuillet est l'expression à la fois la plus simple et la plus générale de la *position d'un corps rigide* quelconque: en effet, il faut 6 paramètres pour définir la position d'un feuillet MDP dans l'espace (3 pour la position du point M, 2 pour la direction de la droite D et 1 pour l'azimuth du plan P autour de la droite D). Du reste, si l'on prend un corps solide quelconque, par exemple un cube, on voit immédiatement que pour en fixer la position il suffit de fixer un de ses sommets M ainsi qu'une arête D (issue de M) et une face P (contenant l'arête D).

Une collection de feuillets MDP, ou série feuilletée, est équivalente au déplacement d'un corps rigide, et les lois de la géométrie des feuillets seront les mêmes que celles du déplacement d'un corps rigide dans l'espace.

[1] L'intervalle entre deux points est une *longueur,* l'intervalle entre deux plans est un *angle* et l'intervalle entre deux droites est une grandeur complexe composée d'une longueur et d'un angle.

Nous allons donc, au moyen de la géométrie des feuillets, étudier les lois du déplacement d'un corps rigide; mais il est naturel, avant de faire cette étude dans l'espace à 3 dimensions, d'étudier le déplacement d'une figure rigide dans un espace à 2 dimensions (plan ou sphérique), comme on a coutume de procéder en géométrie statique.

Dans l'espace plan à 2 dimensions, il n'y a plus que 3 types de figures rigides :

a) la figure M appelée *point;*

b) » D » *droite;*

c) » MD » *flèche* (composée d'une droite orientée D, sur laquelle est marqué un point M).

On peut donc dire que, dans l'espace plan, il n'existe que 3 géométries fondamentales, que l'on peut diviser en deux groupes :

1er GROUPE *(Géométries à élément simple) :* a) *géométrie ponctuelle* ou étude des séries de points; b) *géométrie tangentielle* ou étude des séries de droites.

2me GROUPE *(Géométrie à élément double) : c) géométrie des flèches* ou étude des séries de flèches.

En géométrie plane, il n'existe que deux espèces de séries ponctuelles ou tangentielles : la monosérie et la bisérie, car, dans le plan, 2 paramètres suffisent pour définir la position d'un point M ou d'une droite D. Si un seul des 2 paramètres est laissé arbitraire, le point mobile M (ou la droite D) engendre une *ligne;* si les 2 paramètres sont arbitraires, le point M (ou la droite D) est entièrement libre dans l'espace plan. Les formes ponctuelles et les formes tangentielles (réglées) sont donc identiques dans l'espace à 2 dimensions. Ces deux géométries forment donc une seule géométrie bisexuelle, qui est bien connue sous le nom générique de *théorie des courbes planes.*

Au contraire, la géométrie des flèches est encore inconnue; elle est pourtant très importante, car, dans l'espace plan, une flèche est l'expression à la fois la plus simple et la plus générale de la *position d'une figure rigide* quelconque. Une série de flèches est équivalente au déplacement d'une figure rigide plane dans son plan, car il faut précisément 3 paramètres pour définir la position d'une flèche MD dans un plan (2 pour la position du point M et 1 pour la direction de la droite D); une flèche peut engendrer une monosérie, une bisérie ou une trisérie, suivant que 1, 2 ou 3 paramètres sont laissés arbitraires; dans ce dernier cas, la flèche est entièrement libre dans le plan. On voit donc que la géométrie des flèches joue dans l'espace plan le même rôle que la géométrie des feuillets dans l'espace à 3 dimensions.

Déjà depuis quelques années, j'ai commencé à étudier la géométrie des flèches

dans le plan[1], et, dans le chapitre suivant, j'exposerai les principaux résultats auxquels je suis parvenu.

CHAPITRE II

Géométrie des flèches dans un plan.

§ 1. — *Définitions.*

Dans l'espace plan (à deux dimensions) il y a 3 éléments fondamentaux : le *point,* la *droite* et la *flèche.*

Comme une courbe plane peut être engendrée soit par le mouvement d'un point, soit par l'enveloppement d'une droite mobile, les géométries ponctuelle et tangentielle ne forment dans le plan qu'une seule géométrie bisexuelle, connue sous le nom de « théorie des courbes planes ». La courbe ponctuelle la plus simple est la *ligne droite ; deux* points définissent une ligne droite ; le *degré* d'une courbe ponctuelle est le nombre des points d'intersection de cette courbe avec une droite quelconque. La courbe tangentielle la plus simple est le *faisceau plan,* c'est-à-dire la monosérie des droites qui passent par un même point[2] ; *deux* droites définissent un faisceau ; la *classe* d'une courbe tangentielle est le nombre des tangentes communes à cette courbe et à un faisceau quelconque du plan.

Nous avons déjà dit que les géométries ponctuelle et tangentielle du plan ont été étudiées depuis longtemps par les géomètres ; il est donc inutile d'y revenir ici et nous pouvons aborder de suite l'étude de la géométrie des flèches dans le plan.

J'appellerai *flèche* la figure formée d'un point M et d'une droite D issue de ce point et affectée d'un sens. Il faut 3 coordonnées pour définir la position d'une flèche. Une flèche peut donc servir à définir la *position* d'une figure rigide plane dans son plan ; cette position est définie sans aucune ambiguïté lorsqu'on affecte la droite D d'un sens (indiqué par une pointe de flèche). La droite D a par contre une longueur indéterminée, et c'est en cela qu'une flèche se distingue d'un vecteur.

On dira que deux flèches[3] M_0D_0 et MD sont *inverses* l'une de l'autre, lors-

[1] *Archives des Sciences physiques et naturelles de Genève,* 1898, 1902, 1904, 1906 et 1909.

[2] Un faisceau plan doit être considéré comme le lieu des tangentes à une courbe fermée évanouissante.

[3] Ou plus généralement deux figures planes quelconques.

qu'elles possèdent une droite de symétrie A, ou bien (si l'on regarde la droite A comme un miroir) : lorsqu'il existe une droite A telle qu'une des flèches soit l'image de l'autre par rapport à ce miroir (fig. 2). Il en résulte que la perpendiculaire sur le milieu du segment M_0M passe par le point de rencontre des droites D_0 et D et bissecte l'angle (D_0D); en outre les flèches D_0 et D ont toutes deux le même sens par rapport à leur point de rencontre.

Evidemment 2 flèches inverses sont réciproques l'une de l'autre : si M_0D_0 est

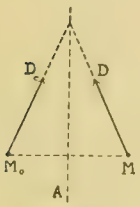


Fig. 2.

Fig. 3.

inverse de MD, MD sera inverse de M_0D_0. La considération des flèches inverses est très importante, car sur elle est fondée toute la géométrie des flèches.

§ 2. — *Monoséries de flèches.*

Lorsqu'on se donne deux relations entre les 3 coordonnées d'une flèche MD, celle-ci possède *un* degré de liberté; elle peut donc se mouvoir dans le plan en engendrant une monosérie de flèches. La fig. 3 représente une telle monosérie : pendant le mouvement, le point M décrit une courbe m que j'appellerai la *base* et la droite D enveloppe une autre courbe d que j'appellerai la *gorge* de la monosérie.

Tout mouvement d'une figure rigide quelconque dans un plan peut être défini par une monosérie de flèches, car chaque flèche de la monosérie définit une position de la figure mobile.

Parmi les diverses formes concevables de monoséries de flèches, les plus remarquables sont celles qui sont engendrées par une flèche MD qui se meut de telle façon qu'elle reste constamment inverse d'une flèche fixe M_0D_0. On peut définir les monoséries de cette espèce au moyen de la flèche fixe M_0D_0 (fig. 4) et d'une courbe (fixe) K_0 : en effet les tangentes à la courbe K_0 forment une monosérie de droites A et si l'on construit les flèches MD symétriques de M_0D_0 par rapport aux

diverses tangentes A, on obtient une monosérie de flèches de l'espèce demandée ; l'*ordre* de cette monosérie sera indiqué par la classe de la courbe K_0.

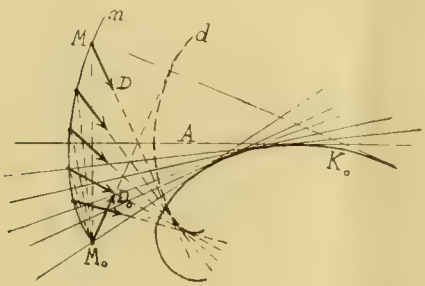


Fig. 4.

Monosérie du premier ordre : Pour obtenir la monosérie du premier ordre, il suffit donc de réduire la courbe K_0 à un point ; les tangentes A forment alors un faisceau (courbe tangentielle de la première classe) et la monosérie de flèches MD qui en résulte sera appelée *couronne :* on voit facilement en effet que le lieu des flèches MD peut être engendré par une simple rotation de MD autour du centre K_0 du faisceau. Les figures 5, 6, 7 et 8 montrent les diverses formes que peut prendre une couronne de flèches : la base et la gorge de la couronne sont deux cercles concentriques et la gorge d est toujours à l'intérieur

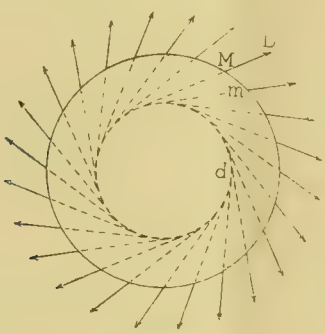


Fig. 5.

Fig. 6.

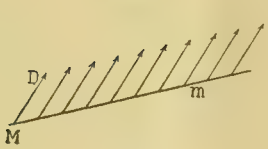


Fig. 8.

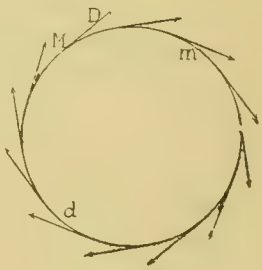


Fig. 7.

de la base m ; cependant ces deux cercles peuvent coïncider (fig. 7) ; dans ce cas toutes les flèches de la couronne sont tangentes à la base m.

Le cercle de base m peut aussi avoir un rayon infini (fig. 8) ou nul (fig. 6) ; dans ce dernier cas la base et la gorge de la couronne se réduisent à un point unique, que l'on peut appeler un *pôle*.

Théorème 1 (fondamental). *Etant données deux flèches M_1D_1 et M_2D_2 arbitrairement choisies dans le plan, il existe une couronne, et une seule, contenant ces deux flèches.* En effet la perpendiculaire sur le milieu du segment M_1M_2 rencontre la bissectrice (extérieure) de l'angle (D_1D_2) en un point I qui est le centre de la couronne cherchée (fig. 9), car si l'on fait tourner la flèche M_1D_1 autour du point I elle engendrera une couronne contenant la flèche M_2D_2, et le problème n'a qu'une solution; ce théorème n'est en effet pas autre chose que le théorème de CHASLES, suivant lequel *on peut toujours transporter une figure plane rigide d'une position donnée à une autre par une simple rotation et cela n'est possible que d'une seule manière;* le point I est le *centre de rotation* relatif aux deux positions M_1D_1 et M_2D_2.

On voit maintenant, si l'on compare les 3 branches de la géométrie plane, que:

en géométrie ponctuelle, 2 points définissent une *ligne droite*,
» » tangentielle, 2 droites » un *faisceau plan*,
» » des flèches, 2 flèches » une *couronne*.

La couronne est donc le type fondamental des monosérie de flèches, comme une ligne droite est le type fondamental des courbes (monosérie ponctuelles). Par exemple: étant données 2 flèches infiniment voisines dans une monosérie de flèches, la couronne qui joint ces deux flèches sera la couronne *tangente* à la monosérie, de même que la tangente à une courbe est la ligne droite qui joint deux points infiniment voisins de cette courbe.

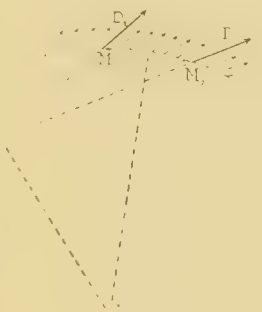


Fig. 9.

On peut donc édifier une théorie des monosérie de flèches semblable à la théorie des courbes et l'on en déduira les lois du mouvement d'une figure rigide plane qui possède *un* degré de liberté dans son plan. Il suffira de remplacer le mot *flèche* par celui de *figure rigide, couronne* par *rotation*, etc. Par exemple, au lieu de dire: la couronne est la forme la plus générale d'une monosérie de flèches, on dira: la rotation est le mouvement le plus général à un paramètre d'une figure rigide dans son plan. Comme les lois de ces mouvements sont déjà connues, il n'est pas nécessaire d'y revenir en détail et j'aborderai de suite l'étude des lois qui concernent les déplacements *à deux paramètres* d'une figure plane dans son plan.

§ 3. — *Biséries de flèches.*

L'espace plan contient une bisérie de points, une bisérie de droites et une trisérie de flèches. Donc, lorsqu'un point ou une droite y possèdent deux degrés de

liberté, ils sont entièrement libres ; au contraire lorsqu'une flèche possède deux degrés de liberté, son déplacement est encore limité, car ses 3 coordonnées ont encore une condition à remplir ; une telle flèche engendre donc une *forme* géométrique définie.

Par exemple, soit *MD* une figure rigide ayant la forme d'une flèche et tout à fait libre dans un espace plan : si l'on aimante la flèche *MD* et que l'espace plan devienne un champ magnétique, la flèche ne sera plus tout à fait libre; on pourra bien toujours transporter son centre *M* en un point quelconque du plan, mais

Fig. 10. — *Couronoïde défini par ses lignes de flux.*

aussitôt le point *M* choisi, la flèche aimantée prendra une direction tout à fait définie, déterminée par l'action du champ magnétique. Une telle flèche possède donc *deux* degrés de liberté dans le plan ; l'ensemble des positions que peut prendre la flèche *MD* forme donc une bisérie. Pour définir cette bisérie, il suffit de connaître les lignes de force du champ magnétique plan, car alors en chaque point *M* du plan la direction *D* de la flèche sera définie par la tangente à la ligne de force qui passe par *M*. Le nombre de ces lignes de force est simplement infini ; on voit donc que dans l'espace plan, *on peut définir une bisérie de flèches par une monosérie de lignes affectées d'un sens*, c'est pourquoi nous appellerons ces lignes *lignes de flux* de la bisérie.

Pour faire l'étude géométrique des biséries de flèches, il faut d'abord rechercher la forme de la bisérie fondamentale. Cette série s'obtiendra en construisant *toutes*

les flèches MD qui sont inverses d'une flèche fixe M_0D_0. On obtient ainsi une bisérie de flèches que j'appellerai un *couronoïde :* les lignes de flux d'un couronoïde se composent de tous les cercles tangents à la droite D_0 au point M_0 (fig. 10); en effet par chaque point M du plan passe un cercle de flux (et un seul), dont la tangente définit la direction D de telle façon que la flèche MD soit inverse de M_0D_0, puisque la perpendiculaire sur le milieu du segment MM_0 passe évidemment par le point de rencontre des droites D et D_0.

On peut aussi dire que *la flèche M_0D_0 est inverse du couronoïde,* car elle est inverse de toutes les flèches qui composent ce couronoïde. Réciproquement, le cou-

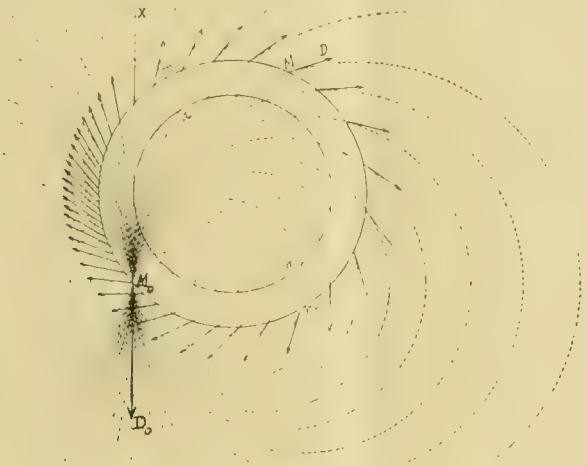


Fig. 11.

ronoïde est inverse de la flèche M_0D_0. Le point M_0 est le *pôle* [1] et la droite D_0 l'*axe* du couronoïde.

Théorème 2 : Tout couronoïde contient une bisérie (∞^2) de couronnes. Traçons un cercle quelconque m passant par le pôle M_0 (fig. 11); ce cercle rencontre chaque ligne de flux en deux points, dont l'un est le point M_0; en ce point, le cercle m coupe tous les cercles de flux sous le même angle, puisque ces cercles de flux sont tangents à une même droite en M_0; le cercle m recoupera donc chaque cercle de flux une seconde fois sous le même angle (car lorsque deux cercles se coupent, ils se rencontrent sous le même angle en leurs deux points d'intersection). En d'autres mots, si en chaque point M du cercle m on trace la tangente D au cercle de flux correspondant, on obtient une monosérie de flèches MD également inclinées sur le

[1] En effet au point M_0 la direction D devient indéterminée comme dans le pôle de la fig. 6.

cercle m ; les droites D sont donc tangentes à un cercle concentrique d (qui est lui-même tangent à l'axe D_0 du couronoïde, puisqu'un des cercles de flux coïncide avec la droite D_0) ; les flèches MD forment donc une *couronne*, dont le cercle m est la base et le cercle d la gorge. On peut dire que tout cercle m passant par le pôle M_0 est la base d'une couronne de flèches faisant partie du couronoïde. Comme par le pôle M_0 on peut tracer un nombre ∞^2 de cercles différents, le théorème est démontré et on peut l'énoncer ainsi : *Tout couronoïde contient une ∞^2 de couronnes ; les cercles de base de ces couronnes passent tous par le pôle M_0 et leurs cercles de gorge sont tous tangents à l'axe D_0.*

Théorème 3 : Etant donné un couronoïde (défini par sa flèche inverse M_0D_0), *ainsi que deux flèches quelconques M_1D_1 et M_2D_2 situées dans ce couronoïde, la couronne définie par ces deux flèches est contenue toute entière dans le couronoïde.* En effet par les 3 points M_1 M_2 et M_0 on peut toujours faire passer un cercle ; comme ce cercle passe par le pôle, il est la base d'une couronne faisant partie du couronoïde ; comme d'autre part ce cercle passe par les points M_1 et M_2, cette couronne contient les flèches M_1D_1 et M_2D_2 puisque par hypothèse ces flèches sont situées dans le couronoïde et qu'aux points M_1 et M_2 il n'y a pas d'autres flèches contenues dans le couronoïde ; comme enfin par deux flèches données on ne peut faire passer qu'une couronne, le théorème est démontré.

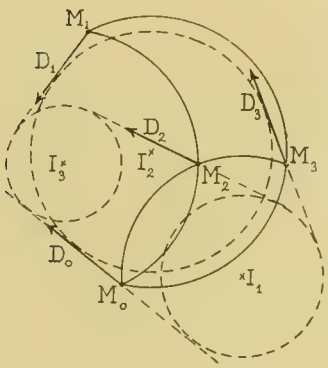


Fig. 12.

Théorème 4 : Par chaque flèche MD d'un couronoïde M_0D_0 passe une monosérie (∞^1) de couronnes contenues dans le couronoïde ; les centres de toutes ces couronnes sont en ligne droite. En effet par les points M et M_0 on peut tracer une ∞^1 de cercles ; chacun de ces cercles est la base d'une couronne qui contient MD et qui est contenue dans le couronoïde ; en outre les centres de tous ces cercles sont situés sur la perpendiculaire au milieu du segment MM_0.

Corollaire : Etant données une flèche MD et une droite quelconque A, *si l'on fait tourner la flèche MD successivement autour de chaque point de la droite A, on engendre* une monosérie de couronnes dont l'ensemble forme *un couronoïde* (la flèche inverse de ce couronoïde est la flèche M_0D_0 symétrique de MD par rapport à A).

Théorème 5 (fondamental) : *Etant données 3 flèches M_1D_1, M_2D_2 et M_3D_3 quelconques dans le plan, il existe un couronoïde, et un seul, qui contienne les 3 flèches données.* En effet, construisons les 3 couronnes qui réunissent deux à deux les 3 flèches données (fig. 12), et soient I_1, I_2, I_3 les centres respectifs de ces 3 cou-

ronnes ; les bases de ces 3 couronnes seront 3 cercles M_2M_3, M_3M_1 et M_1M_2 qui se recoupent en un point commun M_0 et leurs gorges seront 3 cercles [1] qui possèdent une tangente commune D_0 ; en outre le point M_0 se trouve sur la droite D_0. La flèche M_0D_0 ainsi construite est donc respectivement symétrique des trois flèches M_1D_1, M_2D_2, M_3D_3, par rapport aux droites I_2I_3, I_3I_1, I_1I_2. Les trois flèches données sont donc inverses d'une même flèche M_0D_0, c'est-à-dire que ces 3 flèches sont contenues dans le couronoïde dont le pôle est M_0 et dont l'axe est D_0.

Corollaire : Etant données 3 flèches quelconques dans le plan, il existe une flèche, et une seule, inverse des trois flèches données.

Remarque : Trois flèches définissent deux à deux 3 rotations, dont l'une est la résultante des deux autres. La construction indiquée sur la figure 12 permet donc de trouver la rotation qui résulte de 2 rotations finies (dans un même plan), et le triangle curviligne $M_1\,M_2\,M_3$ est une généralisation du triangle rectiligne qui permet de trouver la résultante de deux translations. On verrait aussi facilement que, dans le triangle curviligne $M_1\,M_2\,M_3$, la somme des 3 angles est toujours égale à 2 angles droits.

Couronnes inverses : Deux couronnes peuvent avoir la même base et la même gorge sans cependant coïncider (fig. 13), car, de chaque point M pris sur la base commune, on peut mener à la gorge deux tangentes distinctes; on obtient ainsi deux couronnes symétriques l'une de l'autre par rapport à une droite quelconque A passant par son centre I; en d'autres termes, toute flèche de l'une des couronnes est inverse de toute flèche de l'autre couronne ; on peut donc dire que les deux couronnes sont *inverses* l'une de l'autre. Comme 2 flèches déterminent une couronne, on voit que *le lieu des flèches inverses de 2 flèches est une couronne.*

La géométrie des flèches dans le plan est donc semblable à la géométrie ponctuelle dans l'espace à 3 dimensions, car les 3 formes fondamentales (flèche, couronne, couronoïde) jouent le même rôle que le point, la ligne droite et le plan dans l'espace ponctuel : une flèche est la figure inverse d'un couronoïde comme un point est la figure inverse d'un plan; une couronne est inverse d'une couronne

[1] En effet, si l'on construit la flèche M_0D_0 symétrique de M_1D_1 par rapport à la droite I_2I_3, le point M_0 se trouvera sur le cercle de base M_1M_2 et la droite D_0 sera tangente au cercle de gorge I_3 ; si maintenant on construit les flèches symétriques de M_0D_0 par rapport à chaque droite d'un faisceau ayant son centre en I_2, on obtiendra une couronne contenant M_1D_1 et par suite aussi M_3D_3 puisque I_2 est précisément le centre de rotation correspondant à ces deux flèches ; donc les flèches M_3D_3 et M_0D_0 sont symétriques l'une de l'autre par rapport à une certaine droite E appartenant au faisceau I_2. Pour la même raison, les flèches M_2D_2 et M_0D_0 sont symétriques l'une de l'autre par rapport à une certaine droite F appartenant au faisceau I_3. Soit i le point de rencontre des droites E et F : si l'on construit les flèches symétriques de M_0D_0 par rapport à chaque droite du faisceau i, on obtiendra une couronne contenant les flèches M_3D_3 et M_2D_2 ; donc le point i coïncide avec I_1, et la flèche M_0D_0 est respectivement symétrique des 3 flèches données par rapport aux 3 côtés du triangle $I_1I_2I_3$; par suite les cercles de base des 3 couronnes se coupent en un même point M_0 et leurs cercles de gorge sont tangents à une même droite D_0.

comme une droite est inverse d'elle-même; 2 flèches définissent une couronne. comme 2 points définissent une ligne droite; 3 flèches déterminent un couronoïde, comme 3 points déterminent un plan, etc.

Monosériès couronoïdales de flèches : En géométrie ponctuelle, on dit qu'une courbe est *plane* lorsque ses points sont situés dans un même plan. De même, on dira qu'une monosérie de flèches est *couronoïdale* lorsque les flèches qui la composent sont situées dans un même couronoïde : cela a lieu lorsque toutes les flèches MD de la monosérie sont inverses d'une même flèche fixe $M_0 D_0$ (comme dans la figure 4). Les propriétés d'une pareille monosérie sont les suivantes : la droite de symétrie A entre la flèche fixe $M_0 D_0$ et la flèche mobile MD enveloppe une courbe K_0; nous avons vu que l'ordre k de la monosérie est indiqué par la classe de la courbe K_0; la base m de la monosérie possède un point multiple d'ordre k au

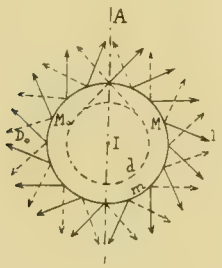


Fig. 13.

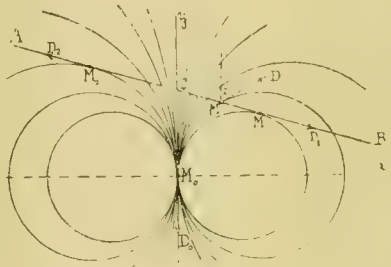


Fig. 14.

point M_0, et sa gorge d possède une tangente multiple d'ordre k, qui n'est autre que la droite D_0; en effet, toutes les fois que la droite de symétrie A passera par le point M_0, le point correspondant M coïncidera avec M_0 (ce qui arrivera k fois, puisque, du point M, on peut mener k tangentes à la courbe K_0); de même, toutes les fois que la droite de symétrie A sera perpendiculaire à D_0, la droite correspondante D coïncidera avec D_0 (ce qui arivera aussi k fois, puisqu'on peut mener k tangentes à la courbe K_0 parallèlement à une droite donnée).

En résumé, toutes les monosériès de flèches que l'on peut imaginer dans un couronoïde (monosériès couronoïdales) ont pour base une courbe qui a un point multiple d'ordre k au pôle M_0 et pour gorge une courbe qui admet l'axe D_0 comme tangente multiple d'ordre k. On peut vérifier cette propriété dans le cas des couronnes : la courbe K_0 se réduit, dans ce cas, à un point (courbe de la première classe, $k = 1$); toute couronne contenue dans un couronoïde a donc une base qui passe (une fois) par le pôle et qui est (simplement) tangente à l'axe du couronoïde, ce que nous savons déjà.

Ordre et classe d'une bisérie : Une bisérie de flèches dans un plan est un système tel qu'en chaque point et sur chaque droite, se trouve un nombre *fini* de flèches appartenant à la bisérie. On appellera *ordre* de la bisérie le nombre de flèches que celle-ci possède en un point quelconque, et *classe* le nombre de flèches que la bisérie possède sur une droite quelconque; on doit seulement faire attention que les deux sens sur une même droite doivent être considérés comme deux droites distinctes : ainsi, sur la figure 14, on voit clairement qu'*un couronoïde est une bisérie du premier ordre et de la première classe,* car par un point quelconque M ne passe qu'un cercle de flux, et une droite quelconque AB touche deux cercles de flux dont les sens sont opposés, c'est-à-dire que le couronoïde possède une flèche sur la droite AB et une sur la droite BA.

Théorème 6 : Deux couronoïdes (dans un même plan) *ont toujours une couronne commune, et une seule.* En effet, soient M_0D_0 et $M_0'D_0'$ les flèches respectivement inverses des deux couronoïdes donnés. Ces deux flèches définissent une couronne que l'on sait construire; la couronne inverse de celle-ci sera évidemment commune aux deux couronoïdes, car d'après la construction, toute flèche de cette couronne inverse est inverse à la fois de M_0D_0 et de $M_0'D_0'$.

Enfin, en dehors de cette couronne commune les deux couronoïdes ne peuvent avoir de flèches communes, sans quoi ils coïncideraient.

Théorème 7 : Trois couronoïdes (dans un même plan) *ont toujours une flèche commune, et une seule.* En effet, soient M_0D_0, $M_0'D_0'$ et $M_0''D_0''$ les flèches respectivement inverses des couronoïdes donnés. Nous avons vu qu'il existe toujours une flèche, et une seule, inverse de 3 flèches données. Donc, si MD est la flèche inverse de M_0D_0, $M_0'D_0'$ et $M_0''D_0''$, cette flèche sera la flèche commune aux 3 couronoïdes.

Théorème 8 : Il existe dans le plan une infinité (∞^1) *de couronoïdes contenant une couronne donnée.* En effet, la couronne inverse de la couronne donnée contient une infinité (∞^1) de flèches, dont chacune est l'inverse d'un couronoïde contenant la couronne donnée. Tous ces couronoïdes forment une monosérie qu'on peut appeler : *faisceau de couronoïdes,* par analogie avec un faisceau de plans (qui contiennent une droite donnée).

Théorème 9 : Il existe dans le plan une infinité (∞^2) *de couronoïdes contenant une flèche donnée.* En effet le couronoïde inverse de la flèche donnée contient une bisérie de flèches : chacune de ces flèches est l'inverse d'un couronoïde contenant la flèche donnée.

Corollaire : Si une flèche MD est située dans le couronoïde inverse d'une flèche M_0D_0, réciproquement la flèche M_0D_0 est située dans le couronoïde inverse de la flèche MD.

Théorème 10 : Un couronoïde et une couronne (situés dans le même plan) *ont*

toujours une flèche commune et une seule. Soit m la base, d la gorge de la couronne donnée (fig. 15) et soit M_0D_0 la flèche inverse du couronoïde donné. D'un point quelconque m_0, pris sur la base m, menons au cercle d la deuxième tangente d_0; la flèche m_0d_0 ainsi construite, fait partie de la couronne inverse de la couronne donnée. Les deux flèches m_0d_0 et M_0D_0 définissent une couronne dont la base coupe la base m en un certain point μ; la flèche $\mu\delta$ qui se trouve en μ dans la couronne donnée est la flèche cherchée: en effet elle se trouve située dans la couronne inverse de celle qui est définie par les deux flèches m_0d_0 et M_0D_0; la flèche $\mu\delta$ est donc inverse de M_0D_0; elle se trouve donc bien à la fois dans la couronne et dans le couronoïde donnés.

Rotation à deux paramètres: Lorsqu'une flèche tourne (dans le plan) autour d'un point fixe, elle engendre une couronne; réciproquement, lorsqu'une flèche entraîne une figure rigide et se déplace dans le plan de telle façon qu'elle engendre une couronne, on dit que la figure rigide est animée d'un mouvement de *rotation.*

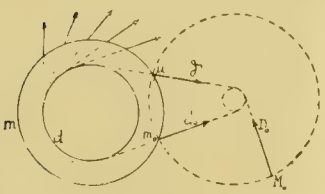


Fig. 15.

De même, lorsqu'une flèche possède dans un plan deux degrés de liberté et se déplace en entraînant une figure rigide de telle manière qu'elle engendre un couronoïde, nous pouvons dire que cette figure rigide effectue une *rotation à deux paramètres.*

Pour justifier cette expression, une condition doit être remplie: la rotation à deux paramètres définie par 3 positions données de la figure plane mobile doit être indépendante du choix de la flèche qui servira de substitut à la figure mobile. C'est ce qui a lieu en effet, et pour s'en convaincre il suffit de remarquer que la démonstration du théorème 5 (fig. 12) reste valable si l'on y remplace les flèches par des figures égales mais de forme quelconque [1].

§ 4. — *Application de la géométrie des flèches à la physique, météorologie, etc.*

Nous avons constaté dans le dernier paragraphe que la géométrie des flèches dans un plan est semblable à la géométrie ponctuelle dans l'espace à 3 dimen-

[1] Cette remarque est très importante, car dans une intéressante étude analytique sur les couronoïdes (Voir les *Arch. de Sc. Phys. et Nat.* de Genève, 1906), M. le Prof. C. Cailler trouva que 3 flèches dans un plan déterminent non seulement un couronoïde mais une infinité d'autres systèmes analogues de flèches, auxquels il a donné les noms d'*anticouronoïdes* et de *pseudocouronoïdes.* Mais dernièrement M. Cailler a reconnu que les anti- ou pseudocouronoïdes sont des systèmes de flèches qui sont bien propres à interpoler entre des flèches données, mais non pas entre des figures rigides de forme quelconque, parce que le déplacement que ces systèmes définissent n'est pas indépendant du choix de la flèche qui doit représenter la figure rigide. Le couronoïde est donc le seul système auquel corresponde un déplacement rigide défini: ce déplacement rigide est la *rotation à deux paramètres.*

sions : on peut donc se servir des couronnes et des couronoïdes dans un plan comme on se sert des lignes droites et des surfaces planes dans l'espace, par exemple pour faire des interpolations. De telles interpolations sont utiles et même nécessaires en physique, car l'expérience ne fournit en général que des valeurs numériques et il faut une interpolation pour réunir ces valeurs isolées par une loi continue. Il existe deux sortes d'interpolation : l'*analytique* et la *géométrique* (ou *graphique*) ; c'est cette dernière seule qui nous intéresse.

Prenons comme exemple l'établissement des cartes météorologiques quotidiennes : le but de ces cartes est de montrer chaque jour l'état général de l'atmosphère à un instant déterminé ; les principaux éléments qui font connaître cet état sont la *température*, la *pression atmosphérique* et la *direction du vent*. Dans les observations météorologiques, ces 3 éléments sont fournis par les indications du thermomètre, du baromètre et de la girouette, mais pour connaître au moins approximativement ces mêmes éléments sur toute la surface du globe, même dans les lieux où il n'y a pas d'observatoire météorologique, il faut faire une interpolation graphique. Ce procédé est connu depuis longtemps en ce qui concerne la température et la pression atmosphérique, car les lignes *isothermes* et les lignes *isobares* ne sont pas autre chose qu'une interpolation graphique indiquant la valeur approchée de la température et de la pression en chaque lieu. Mais jusqu'à présent, les météorologistes n'ont pas essayé de faire une interpolation semblable pour figurer les mouvements de l'atmosphère, causés par le vent. Les cartes météorologiques montrent bien au moyen de flèches la direction du vent à un instant donné dans chaque observatoire (voir Pl. VI), mais aux endroits où il n'existe pas d'observatoire, on ne sait rien sur la direction du vent ; en outre, les flèches qui sont dessinées sur la carte ne fournissent pas des renseignements suffisants sur l'état général de l'atmosphère au moment des observations. La direction du vent en chaque point de la carte et l'état de mouvement de l'atmosphère ne peuvent être obtenus que par une interpolation, et une telle interpolation n'est possible qu'en appliquant les lois de la géométrie des flèches, car si l'on indiquait en chaque lieu la direction du vent par une flèche, on obtiendrait une bisérie de flèches et pour indiquer l'état de mouvement de tout l'atmosphère (à la surface du sol) il suffit de déterminer les lignes de flux de cette bisérie.

En réalité, on ne connaît pas la direction du vent en chaque lieu, mais seulement aux stations d'observation ; mais comme 3 flèches déterminent toujours un couronoïde, on peut (à cause de la continuité du phénomène), utiliser les lignes de flux de ce couronoïde pour indiquer approximativement l'état de mouvement de l'atmosphère entre les 3 stations d'observation. Par exemple, supposons que dans la figure 16, les points M, M_1, M_2 représentent 3 postes d'observation et que les

flèches D, D_1, D_2 indiquent la direction du vent observée simultanément en ces 3 lieux ; on peut alors, au moyen de la construction indiquée sur la figure 12, déterminer la flèche M_0D_0 inverse des 3 flèches données ; en traçant une série de cercles tangents à la droite D_0 au point M_0, on obtient les lignes de flux du couronoïde M_0D_0 ; ce couronoïde contiendra les 3 flèches MD, M_1D_1, M_2D_2 et ses cercles de flux représenteront l'état de mouvement de l'atmosphère entre les 3 stations M, M_1, M_2. Evidemment on ne doit pas faire usage de tout le couronoïde ainsi déterminé, mais seulement de la partie qui se trouve entre les 3 points M, M_1, M_2. Comme limites de l'interpolation on pourra prendre les cercles de base des 3 cou-

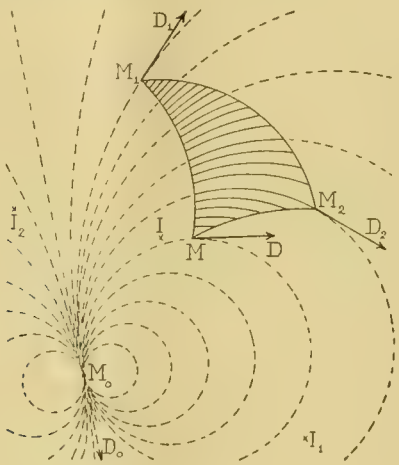


Fig. 16.

ronnes que déterminent deux à deux les 3 flèches considérées. On peut donc dire que : l'état de mouvement de l'atmosphère entre trois stations M, M_1, M_2, est indiqué par les cercles de flux du couronoïde (MD, M_1D_1, M_2D_2), ou d'une manière plus précise, par la partie de ces cercles de flux qui se trouve à l'intérieur du triangle curviligne formé par les cercles de base MM_1, M_1M_2, M_2M, des couronnes qui joignent les stations deux à deux. (Sur la fig. 16, cette partie du couronoïde est indiquée en traits pleins.)

Le problème général de la détermination de l'état de mouvement de l'atmosphère à un instant donné, peut être maintenant résolu facilement d'une manière purement graphique : supposons que dans une région donnée existe un certain nombre de stations 1, 2, 3, 4, 5,.... (fig. 17) ; on a indiqué sur la carte la direction du vent dans chaque station à l'instant considéré ; pour déterminer par interpo-

lation l'état de mouvement de l'atmosphère, on divisera toute la région en triangles curvilignes en traçant les cercles de base (lignes pointillées) des couronnes qui joignent deux à deux des stations voisines, et à l'intérieur de chacun de ces triangles on déterminera les lignes de flux du couronoïde correspondant (par la méthode de la fig. 16); on verra alors que les lignes de flux d'un triangle quelconque se raccordent avec les lignes de flux des triangles adjacents, exactement sur la ligne qui sépare ces triangles; en effet, deux triangles adjacents ont toujours deux stations,

Fig. 17.

c'est-à-dire deux flèches, communes: la couronne qui joint ces deux flèches appartient donc toute entière aux deux couronoïdes correspondant aux deux triangles adjacents, c'est-à-dire que les lignes de flux de ces deux couronoïdes ont même tangente en tous les points de la base de leur couronne commune. Les flux partiels de tous les triangles viendront donc se souder les uns aux autres pour former un flux total unique représentant l'état général du mouvement de l'atmosphère.

Remarque : Chaque triangle curviligne contient un fragment de couronoïde ; en général le pôle du couronoïde ne se trouve pas dans ce fragment; il n'apparaît donc pas sur la carte, puisque l'on supprime toute la partie du couronoïde qui est

extérieure au triangle curviligne ; mais il peut arriver que le pôle tombe sur l'un des côtés d'un triangle curviligne ; ce pôle apparaît alors sur la carte, et cela indique qu'il existe en ce lieu un *point cyclonique*, comme on le voit dans les triangles 2, 4, 5 et 9, 10, 11 de la figure 17. On remarquera aussi que toutes les lignes partent d'un point cyclonique et aboutissent à un autre point cyclonique.

Les Pl. VI et VII représentent toutes deux l'état météorologique de l'Europe et de l'Océan Atlantique, le 16 octobre 1886. La Pl. VI est une reproduction de la carte météorologique publiée par le *Deutsche Seewarte* (Observatoire naval allemand) ; sur cette carte, la pression atmosphérique est indiquée par les lignes isobares et la direction du vent aux différentes stations par des flèches. M. Jean BERTRAND, géographe belge, a déterminé les lignes de flux de l'atmosphère en utilisant les données de la carte allemande et en y appliquant la méthode d'interpolation par couronoïdes, comme il a été dit ci-dessus. La Pl. VII est une reproduction de la carte obtenue par M. Bertrand et communiquée par lui à la Société belge d'astronomie[1]. On voit que les lignes de flux du vent obtenues ainsi, montrent l'état complet du mouvement de l'atmosphère à la date considérée. En outre la méthode d'interpolation indique les lieux où il existe un centre cyclonique : on voit qu'il y a deux espèces de points cycloniques, suivant que le vent s'y rend ou en vient ; on sait que dans les centres de la première espèce la pression atmosphérique présente un minimum et dans ceux de la seconde espèce, un maximum. Nous avons ainsi un moyen de vérifier si les résultats fournis par notre méthode d'interpolation sont exacts, car dans la Pl. VI les lignes isobares résultent uniquement de l'observation du baromètre aux différentes stations, tandis que dans la Pl. VII, les lignes de flux du vent ont été déterminées en appliquant l'interpolation graphique aux données de la girouette ; or, malgré l'indépendance complète de ces deux procédés d'observation, les résultats sont tout à fait concordants, en ce sens que les points cycloniques de la carte du vent correspondent exactement aux points de la carte où la pression atmosphérique est maxima ou minima : par exemple sur la Pl. VI il y a un minimum de pression dans la partie sud-ouest de la Grande-Bretagne et au même endroit apparaît un point cyclonique (de première espèce) sur la Pl. VII.

Il est évident que l'emploi de la géométrie des flèches pour faire des interpolations graphiques n'est pas limité aux mouvements de l'atmosphère ; on peut l'appliquer à tout fluide en mouvement dans un plan, ou encore à la détermination des lignes de force d'un champ magnétique, car une aiguille aimantée est équivalente à une flèche, et en interpolant géométriquement les indications de l'aiguille aimantée

[1] Voir *Bulletin de la Soc. Belge d'Astronomie*, nos 7 et 8.

en différents lieux, comme nous l'avons fait pour celles de la girouette, on obtiendra toutes les lignes de force du champ magnétique terrestre. Dans ce cas, on obtiendra facilement les lignes équipotentielles, en remarquant qu'elles sont orthogonales aux lignes de force et que le système des lignes orthogonales aux lignes de flux d'un couronoïde forme un second couronoïde (fig. 18).

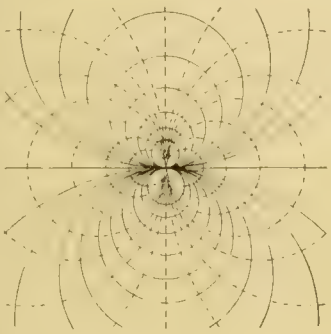


Fig. 18.

Remarque : Si l'on suppose que les stations d'observation soient de plus en plus rapprochées, les erreurs provenant de la méthode d'interpolation seront de plus en plus faibles, car les triangles d'interpolation deviennent de plus en plus petits; cependant, à l'intérieur de chaque triangle, les lignes de flux sont toujours représentées par une portion de couronoïde; on peut donc dire, en passant à la limite, que *toute portion infiniment petite d'un fluide en mouvement dans un plan est un fragment de couronoïde,* ou encore que : *en chaque point d'un fluide en mouvement (permanent) dans un plan, il existe un couronoïde tangent au mouvement.* On peut du reste démontrer directement cette proposition : Soient MD, M_1D_1 et M_2D_2 trois flèches infiniment voisines dans le fluide en mouvement (fig. 19); ces 3 flèches définissent deux à deux 3 couronnes, dont l'une est la résultante des 2 autres; comme d'ailleurs les rotations définies par ces couronnes sont infiniment petites, leurs centres I, I_1, I_2 sont en ligne droite. Si maintenant on déplace la flèche M_1D_1 dans la couronne I_1 et la flèche M_2D_2 dans la couronne I_2, le centre I de la couronne résultante se déplacera sur la droite I_1I_2 et cette couronne résultante passera successivement par chacune des flèches du fluide qui sont infiniment voisines de MD. Or, la couronne I, en se déplaçant, engendre un couronoïde, puisqu'elle passe, à un infiniment petit près, par l'élément fixe MD, et que son centre décrit une droite (voir corollaire du théorème 4); ce couronoïde est tangent au mouvement du fluide, de la même manière qu'un plan est tangent à une surface courbe, et la flèche inverse de ce couronoïde tangent est la flèche M_0D_0, symétrique de MD par rapport à la droite I_1I_2.

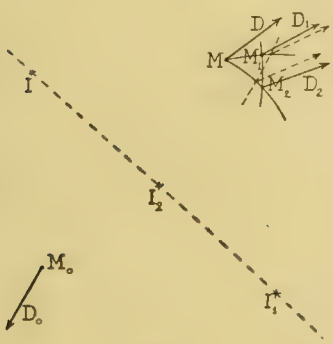


Fig. 19.

Remarque : Si, pour chaque point M d'une bisérie de flèches dans un plan, on détermine la flèche M_0D_0 inverse du couronoïde tangent au point M, l'ensemble des flèches M_0D_0 formera une bisérie qu'on peut appeler la bisérie *dérivée* de la bisérie donnée, car il y aura évidemment réciprocité entre la bisérie M_0D_0 et la bisérie donnée MD.

§ 5. — *Parallélisme entre la géométrie des flèches dans le plan et la géométrie ponctuelle dans l'espace à trois dimensions.*

Nous avons déjà signalé ce parallélisme, mais voici une méthode analytique, qui m'a été communiquée par M. le prof. Raoul BRICARD, méthode qui établit une correspondance analytique entre les 3 coordonnées d'une flèche dans le plan et les 3 coordonnées d'un point dans l'espace.

Soit M_0D_0 une flèche fixe et MD une flèche quelconque donnée dans le plan, on peut définir la position de MD par rapport à M_0D_0 au moyen des coordonnées x et y du centre de rotation qui permet de passer de M_0D_0 à MD, et de l'angle de rotation φ correspondant; si maintenant on considère dans l'espace à 3 dimensions le point dont les coordonnées sont $X = x$, $Y = y$, $Z = cotg\ \varphi/2$, ce point sera le point représentatif de la flèche MD. On voit facilement que, lorsque la flèche MD décrit dans le plan une couronne ou un couronoïde, son point représentatif dans l'espace décrit respectivement une ligne droite ou un plan. Soient en effet x_{01}, y_{01}, φ_{01} et x_{02}, y_{02}, φ_{02} les coordonnées de deux flèches M_1D_1 et M_2D_2 par rapport à la flèche fixe M_0D_0; si x_{12} et y_{12} désignent les coordonnées du centre de rotation qui permet de passer de M_1D_1 à M_2D_2, les 3 points (x_{01}, y_{01}), (x_{02}, y_{02}), (x_{12}, y_{12}) forment un triangle dont les angles sont : $\frac{1}{2}\varphi_{01}$, $\frac{1}{2}\varphi_{02}$, $\frac{1}{2}\varphi_{1,2}$; si l'on désigne les côtés de ce triangle par les lettres a_0, a_1, a_2, on a :

$$\frac{a_0}{a_1} = \frac{\sin \frac{1}{2}(\varphi_{01} + \varphi_{02})}{\sin \frac{1}{2}\varphi_{02}} = \sin \tfrac{1}{2}\varphi_{01} \operatorname{cotg} \tfrac{1}{2}\varphi_{02} + \cos \tfrac{1}{2}\varphi_{01}$$

Si maintenant la flèche M_2D_2 engendre une couronne autour du centre (x_{12}, y_{12}) pendant que la flèche M_1D_1 reste immobile, l'angle φ_{01} ne variera pas; la formule précédente montre alors qu'il existe une relation linéaire entre les quantités a_0 et $cotg\ \frac{1}{2}\varphi_{02}$, c'est-à-dire que le point représentatif $(x_{02}, y_{02}, \operatorname{cotg} \frac{1}{2}\varphi_{02})$ décrit une ligne droite dans l'espace, lorsque la flèche M_2D_2 décrit une couronne dans le plan.

On peut donc démontrer les théorèmes relatifs à la géométrie des flèches dans un plan au moyen des théorèmes correspondants de la géométrie ponctuelle de l'espace, à la condition que ces théorèmes n'impliquent pas de relations métriques.

CHAPITRE III

GÉOMÉTRIE DES DRAPEAUX AUTOUR D'UN POINT FIXE.

L'espace autour d'un point est un espace à deux dimensions, semblable à l'espace plan. En effet, ce qu'on appelle « espace autour d'un point M » est l'ensemble (∞^2) de toutes les droites D et de tous les plans P qui passent par M, et la géométrie autour d'un point M est l'étude des figures et des formes que l'on peut engendrer en déplaçant la droite D, ou le plan P, sans que cette droite ou ce plan cesse de passer par le point M.

Cette géométrie est connue aussi sous le nom de *géométrie sphérique :* imaginons en effet une sphère m de rayon arbitraire, tracée autour du point M; chaque droite D rencontrera cette sphère en un point d et chaque plan P la coupera suivant un grand cercle p; à tout déplacement de l'élément D ou P autour de M correspondra un déplacement de d ou p sur la sphère m; à toute figure conique engendrée par D ou P autour de M correspondra une figure sur la sphère m; cette sphère est donc la représentation de l'espace autour du point M, en d'autres mots on peut remplacer la géométrie autour de M par la géométrie sphérique, laquelle est semblable à la géométrie plane.

Nous avons vu que dans le plan il existe 3 éléments fondamentaux : un point M, une droite D et une flèche MD. De même, autour d'un point les 3 éléments fondamentaux seront : une droite D, un plan P et la figure DP obtenue en unissant une droite et un plan (passant par M); c'est cette figure que j'ai appelée *drapeau.*

Aux éléments simples D et P correspond une seule et même géométrie (bisexuelle), car les déplacements d'une droite ou d'un plan autour d'un point fixe engendrent une même forme spatiale, le *cône.* Les cônes jouent donc dans cette géométrie le même rôle que les courbes en géométrie plane, et comme celles-ci, se présentent sous deux aspects : les *cônes réglés* (monosérie de droites) engendrés par le déplacement d'une droite D et les *cônes tangentiels* (monosérie de plans) enveloppés par un plan mobile. Le cône réglé le plus simple est le *cône plan* (faisceau plan); *deux* droites (par M) suffisent pour déterminer un tel cône. Le cône tangentiel le plus simple est le *faisceau de plans* passant par une même droite; *deux* plans suffisent pour déterminer un pareil faisceau.

La géométrie réglée et la géométrie tangentielle autour d'un point fixe sont bien connues ; il est donc inutile de nous y arrêter et nous pouvons aborder de suite l'étude des systèmes de drapeaux autour d'un point.

§ 1. — *Définitions.*

Un drapeau DP mobile autour d'un point M joue un rôle analogue à celui d'une flèche mobile dans un plan : il faut en effet 3 coordonnées [1] pour définir la position du drapeau DP autour du point M. Un tel drapeau peut donc être considéré comme équivalent à un corps rigide quelconque qui possède un point fixe ; seulement pour définir complètement la position de ce corps rigide par le drapeau DP, il faut affecter la droite D d'un sens (indiqué par une pointe de flèche) et il faut distinguer les deux faces du plan P par les signes + et —.

Je dirai que deux drapeaux D_0P_0 et DP sont *inverses* l'un de l'autre, lorsqu'ils possèdent un plan de symétrie A, ou encore (si l'on regarde le plan A comme un miroir) : lorsqu'il existe un plan A tel qu'un des drapeaux soit l'image de l'autre par rapport à ce plan-miroir. Il résulte de cette définition, que les droites D_0 et D se rencontrent et que leur bissectrice est située dans le plan bissecteur des plans P_0 et P; en outre les droites D_0 et D ont le même sens par rapport à leur point de rencontre et les plans P_0 et P ont le même signe par rapport à leur plan bissecteur. Enfin il est évident que si le drapeau DP est inverse de D_0P_0, réciproquement D_0P_0 sera inverse de DP.

§ 2. — *Monoséries de drapeaux.*

Si l'on se donne *deux* relations entre les 3 coordonnées d'un drapeau DP, mobile autour du point M, ce drapeau ne possède plus qu'un seul degré de liberté, c'est-à-dire qu'il est capable d'engendrer autour de M une *monosérie* de drapeaux. Dans un tel mouvement, la droite D décrit un cône d qui sera appelé la *base*, et le plan P enveloppe un autre cône p, qui sera appelé la *gorge* de la monosérie.

Tout mouvement d'un corps rigide autour d'un point fixe peut être défini par une monosérie de drapeaux, car chaque drapeau de la monosérie définit une position du corps mobile.

Parmi toutes les monoséries possibles, celles qui nous intéressent plus particulièrement sont celles qui sont engendrées par un drapeau DP qui se déplace autour du point M en restant toujours inverse d'un drapeau fixe D_0P_0.

Monosérie du premier ordre : Raisonnant sur les drapeaux autour d'un point

[1] 2 coordonnées pour définir la direction D et une pour définir l'azimuth du plan P autour de D.

fixe, comme nous l'avons fait sur les flèches dans un plan fixe, on verra facilement que la forme fondamentale des monoséries est celle qui est engendrée par rotation d'un drapeau DP autour d'un axe fixe X (qui contient le point M). Cette monosérie, que j'appellerai *couronne* de drapeaux, peut être considérée comme le lieu des drapeaux DP inverses d'un drapeau fixe D_0P_0 par rapport aux différents plans d'un faisceau dont la droite X serait l'axe. Comme la droite D et le plan P passent constamment par le point M, on voit facilement que la base d et la gorge p d'une couronne de drapeaux sont deux cônes de révolution ayant le même axe (fig. 20).

Les figures 20 et 21 permettent de faire une comparaison entre une couronne

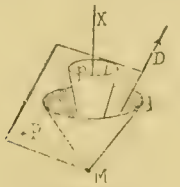


Fig. 20.

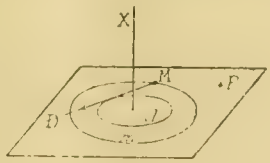


Fig. 21.

de flèches MD dans un plan fixe P et une couronne de drapeaux DP autour d'un point fixe M : dans le premier cas (fig. 21) la base et la gorge sont deux cercles concentriques m et d dans le plan P; dans le second cas (fig. 20) ce sont deux cônes coaxiaux d et p de même sommet M.

Tous les théorèmes concernant une couronne de flèches dans le plan restent vrais pour une couronne de drapeaux autour d'un point. Par exemple :

Théorème 11 (fondamental) : *Etant donnés deux drapeaux D_1P_1 et D_2P_2, choisis arbitrairement autour du point M, il existe une couronne, et une seule contenant les deux drapeaux donnés.* La démonstration est tout à fait la même que pour le théorème 1.

Comme un drapeau peut servir de substitut à un corps rigide quelconque, qui possède un point fixe, et comme une couronne peut être engendrée par une simple rotation, le théorème 11 signifie que : *le mouvement le plus général d'un corps rigide autour d'un point fixe est la rotation.* Ce théorème est bien connu, ainsi que tous ceux qui concernent les mouvements à *un* paramètre autour d'un point fixe. Nous passerons donc immédiatement au cas d'un corps qui possède *deux* degrés de liberté autour d'un point fixe.

§ 3. — *Biséries de drapeaux.*

Autour d'un point M, on peut imaginer une ∞^2 de droites, une ∞^2 de plans et une ∞^3 de drapeaux. Quand une droite ou un plan possède deux degrés de liberté

autour de M, elle (ou il) est entièrement libre autour de ce point ; au contraire, un drapeau qui posséderait deux degrés de liberté autour de M ne serait pas complètement libre; ses 3 coordonnées sont encore soumises à une condition; ce drapeau engendre donc une *forme* géométrique définie: la bisérie de drapeaux.

Parmi toutes les espèces de biséries imaginables autour d'un point M, doit exister une forme fondamentale. Pour l'obtenir on procédera comme pour les biséries de flèches dans un plan fixe, c'est-à-dire : on prendra un drapeau fixe D_0P_0 (passant par M) et l'on construira *tous* les drapeaux DP qui sont inverses de D_0P_0 (et qui contiennent M). J'appellerai *couronoïde* de drapeaux la bisérie ainsi obtenue. Une telle bisérie peut être définie (fig. 22) par une monosérie de cônes de révolution

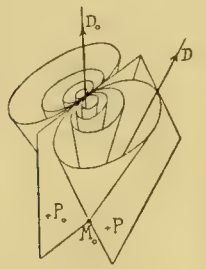


Fig. 22.

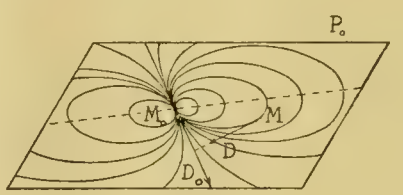


Fig. 23.

qui touchent tous le plan fixe P_0 le long de la droite D_0; ces cônes jouent ici le même rôle que les cercles de flux d'un couronoïde de flèches dans un plan fixe (fig. 23); ce sont les *cônes de flux,* la droite D_0 est l'*axe polaire* et le plan P_0 le *plan polaire* du couronoïde. Les cônes de flux suffisent pour définir complètement un couronoïde de drapeaux, car étant donnée une direction quelconque D par le point M, il existe toujours un cône de flux qui passe par la droite D, et le long de D il n'existe qu'un plan P tangent au cône ; le drapeau DP ainsi obtenu fait partie du couronoïde défini par le drapeau inverse D_0P_0.

Remarque : Si on imagine une sphère autour du point M, l'intersection de cette sphère avec les cônes de flux du couronoïde D_0P_0 se composera d'un système de cercles tangents à un même grand cercle en un même point. On obtient ainsi un couronoïde *sphérique* (fig. 24) tout à fait semblable à un couronoïde de flèches dans un plan (fig. 23).

Les théorèmes suivants relatifs aux couronoïdes sphériques se démontrent donc comme les théorèmes correspondants relatifs aux couronoïdes plans :

Théorème 12 : Un couronoïde autour d'un point fixe contient une ∞^2 *de cou-*

ronnes ; les cônes de base de ces couronnes passent tous par l'axe polaire D_0 et leurs cônes de gorge sont tous tangents au plan polaire P_0.

Théorème 13 : Si, dans un couronoïde défini autour du point M par son drapeau inverse D_0P_0, on prend deux drapeaux quelconques, D_1P_1 et D_2P_2, la couronne définie par ces deux drapeaux est située toute entière dans le couronoïde.

Théorème 14 : Par chaque drapeau DP d'un couronoïde sphérique passent une infinité (∞^1) de couronnes faisant partie du couronoïde ; les axes de toutes ces couronnes sont situés dans un même plan X, qui passe par M et qui est le plan de symétrie des drapeaux DP et D_0P_0.

Corollaire : Etant donnés un drapeau DP et un plan X (passant par M), *si*

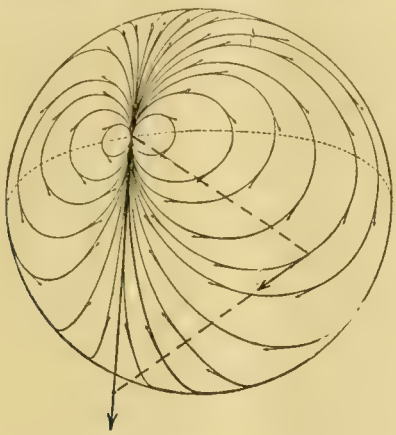


Fig. 24.

l'on fait tourner DP successivement autour de chaque droite passant par M dans le plan X, on obtient une monosérie de couronnes dont l'ensemble forme un couronoïde ; le drapeau inverse de ce couronoïde est le drapeau D_0P_0 symétrique de DP par rapport au plan X.

Théorème 15 (fondamental) : *Etant donnés trois drapeaux quelconques autour d'un même point M, il existe un couronoïde, et un seul, contenant les trois drapeaux donnés.*

Corollaire : Il existe un drapeau, et un seul, inverse de trois drapeaux donnés autour d'un même point.

Remarque : Ce théorème fournit une nouvelle méthode pour trouver la rotation résultante de 2 rotations finies autour d'axes concourants. La solution est la même que celle du problème analogue déjà traité dans le plan (fig. 12).

Couronnes inverses : Deux couronnes de drapeaux peuvent avoir la même base et la même gorge sans cependant coïncider. Dans ce cas, elles sont symétriques l'une de l'autre par rapport à tout plan diamétral, c'est-à-dire tout plan contenant l'axe commun des deux couronnes ; en d'autres mots tout drapeau de la première couronne est inverse de tout drapeau de la seconde et réciproquement ; on peut donc dire que les deux couronnes sont *inverses* l'une de l'autre.

Puisque deux drapeaux suffisent pour déterminer une couronne, on voit qu'autour d'un même point *M, les drapeaux inverses de deux drapeaux donnés forment une couronne.*

Théorème 16 : Deux couronoïdes autour d'un même point ont toujours une couronne commune, et une seule.

Théorème 17 : Trois couronoïdes autour d'un même point ont toujours un drapeau commun, et un seul.

Théorème 18 : Autour d'un point M, il existe une infinité (∞^1) de couronoïdes contenant une couronne donnée. Leur ensemble forme un *faisceau* de couronoïdes.

Théorème 19 : Autour d'un point M, il existe une infinité (∞^2) de couronoïdes contenant un drapeau donné. Leur ensemble forme une *gerbe* de couronoïdes.

Corollaire : Si un drapeau DP fait partie du couronoïde inverse d'un drapeau donné D_0P_0, réciproquement $D_0P'_0$ fera partie du couronoïde inverse de DP.

Théorème 20 : Autour d'un même point M, un couronoïde et une couronne ont toujours un drapeau commun, et un seul.

Rotation sphérique à deux paramètres : Lorsqu'un drapeau se meut autour d'un point fixe de telle façon qu'il décrive une couronne, le mouvement de ce drapeau est une *rotation.* De même, lorsqu'un drapeau (ou un corps rigide quelconque) possède deux degrés de liberté autour d'un point fixe et engendre un couronoïde, on peut dire que le déplacement ainsi défini est une *rotation sphérique* ou *rotation à deux paramètres*[1] *autour d'un point ;* la rotation ordinaire est alors considérée comme une rotation à un paramètre (autour d'une droite).

§ 3. — *Application de la géométrie des drapeaux à la physique, météorologie, etc.*

On peut employer les couronnes et les couronoïdes autour d'un point pour faire des interpolations, comme nous l'avons fait dans le plan pour construire les cartes du vent en météorologie.

[1] Ici se place une remarque analogue à celle que nous avons faite à propos de la rotation à deux paramètres dans un plan : la rotation sphérique à deux paramètres d'un corps rigide est indépendante du drapeau choisi pour représenter ce corps ; c'est ce qui justifie l'expression : rotation à deux paramètres.

On peut, par exemple, employer les couronoïdes sphériques (fig. 24) pour construire par interpolation les lignes de force magnétiques à la surface du globe terrestre, lorsqu'on a déterminé par l'observation la direction de l'aiguille aimantée en un certain nombre de stations. La méthode d'interpolation est exactement la même que celle qui a été employée sur la Pl. VII pour construire les lignes de flux du vent, lorsqu'on en a observé la direction dans les différentes stations météorologiques.

Remarque : Dans l'espace sphérique, de même que dans l'espace plan, *la rotation à deux paramètres représente le déplacement le plus général d'un corps rigide qui possède deux degrés de liberté autour d'un point fixe,* car un couronoïde est défini par 3 drapeaux, ou, si l'on veut, la rotation sphérique à 2 paramètres est déterminée par 3 positions arbitraires d'un corps rigide autour d'un point fixe.

CHAPITRE IV

La géométrie des feuillets dans l'espace.

§ 1. — *Généralités sur les feuillets.*

Soit M un point d'un corps rigide quelconque C; soit D une droite de ce corps rigide, traversant le point M, et soit P un plan (du même corps C) contenant la droite D et, par conséquent, aussi le point M. La figure MDP ainsi obtenue est un *feuillet.*

Un feuillet MDP détermine complètement la *position* d'un corps rigide C, à condition que l'on distingue les deux extrémités de la droite D (par une pointe de flèche) et les deux faces du plan P (par les signes + ou —). On peut donc dire qu'un feuillet est l'expression la plus simple de la position d'un corps rigide, car, d'une part, la position d'un feuillet, comme celle d'un corps rigide, dépend de *six* coordonnées indépendantes et, d'autre part, un feuillet ne contient aucune partie mesurable (aucun paramètre de grandeur) : c'est une pure position.

Lorsqu'un feuillet est tout à fait libre dans l'espace, il peut prendre une sextuple (∞^6) infinité de positions différentes; en d'autres mots, l'*espace feuilleté* contient une hexasérie de feuillets. Il en résulte qu'en chaque point M de l'espace on peut imaginer une trisérie (∞^3) de feuillets MDP (ayant en commun le point M, mais

différant par les éléments D et P); de même dans chaque plan P de l'espace on peut imaginer une trisérie de feuillets MDP (ayant en commun le plan P, mais différant par les éléments M et D).

Un feuillet, dont les 6 coordonnées doivent satisfaire à *une* relation donnée, engendre une pentasérie (∞^5) de feuillets; une telle pentasérie possédera une bisérie (∞^2) de feuillets autour de chaque point M et dans chaque plan P de l'espace.

Un feuillet soumis à *deux* conditions n'engendre plus qu'une tétrasérie (∞^4), et cette tétrasérie ne possède qu'une monosérie (∞^1) de feuillets autour de chaque point et dans chaque plan de l'espace.

Un feuillet soumis à *trois* conditions engendrera une trisérie (∞^3), laquelle ne possédera qu'un nombre fini de feuillets autour de chaque point et dans chaque plan de l'espace.

Un feuillet soumis à *quatre* conditions engendre une bisérie (∞^2); un feuillet soumis à *cinq* conditions n'engendre plus qu'une monosérie (∞^1) et, finalement, un feuillet soumis à *six* conditions ne peut plus bouger du tout.

La géométrie feuilletée fournit un moyen d'étudier le déplacement d'un corps qui possède 1, 2, 3, 4 ou 5 degrés de liberté dans l'espace : il suffit pour cela de rechercher les formes fondamentales des systèmes (polysèries) de feuillets, en se rappelant que chaque feuillet de la polysérie représente une position du corps mobile.

Parmi les différentes espèces de systèmes de feuillets, la forme la plus complète est la *pentasérie* (feuillet soumis à une seule condition); cette forme correspond aux déplacements à 5 paramètres. Il est remarquable que lorsqu'on se place au point de vue *géométrique*, le déplacement type est à 5 paramètres, tandis que lorsqu'on se place (comme on l'a fait jusqu'à présent) au point de vue *mécanique*, le mouvement type (mouvement hélicoïdal) est à 1 paramètre; cela tient, comme nous l'avons dit au commencement, à ce que tous les mouvements réalisés physiquement sont à 1 paramètre.

Avant de rechercher les formes fondamentales des polysèries de feuillets, nous étudierons quelques formes spéciales, dont nous aurons besoin pour la théorie générale.

§ 2. — *Feuillets inverses.*

Définition: Deux feuillets[1] $M_0D_0P_0$ et MDP seront dits *inverses* l'un de l'autre, lorsqu'ils possèdent un plan de symétrie A, ou (si l'on regarde le plan A comme un

[1] Ou plus généralement *deux corps rigides*.

CARTE DE LA PRESSION BAROMÉTRIQUE

(Extrait du *Bulletin de la Soc. belge d'Astronomie*, nos 7 et 8, 1905).

CARTE DU VENT

(Extrait du *Bulletin de la Soc. belge d'Astronomie*, nos 7 et 8, 1905).

miroir) : lorsqu'il existe un plan A tel que l'un des feuillets soit l'image de l'autre par rapport à ce plan-miroir A.

Parmi les différentes séries de feuillets que l'on peut imaginer dans l'espace, il est intéressant d'étudier celles que l'on peut engendrer par un feuillet MDP qui se déplace de telle manière qu'il reste constamment inverse d'un feuillet fixe $M_0D_0P_0$. On peut définir ces séries au moyen du feuillet générateur $M_0D_0P_0$ et de la série (ou polysérie) des miroirs plans A qui servent à produire les images MDP. On trouvera donc les séries fondamentales de cette espèce en utilisant comme miroirs des séries *linéaires* de plans A: 1° un faisceau de plans autour d'une droite (monosérie linéaire), 2° une gerbe de plans autour d'un point (bisérie linéaire), 3° l'ensemble des plans de l'espace (trisérie linéaire). Les séries correspondantes de feuillets s'appelleront *couronne*, *couronoïde* et *hypercouronoïde*.

1° *Couronnes de feuillets :* Soit $M_0D_0P_0$ un feuillet fixe et A un miroir plan mobile autour d'un axe fixe X; le lieu des images MDP du feuillet fixe $M_0D_0P_0$ est une monosérie que j'appellerai une *couronne*. Une couronne peut évidemment être considérée comme engendrée par *rotation* du feuillet MDP autour de l'axe X; cette rotation est un mouvement à un paramètre : je dirai donc *rotation à un paramètre*, afin de pouvoir introduire plus loin la notion des rotations à plusieurs paramètres.

Pendant la rotation, le point M décrit un cercle m (qui passe par M_0 et) qui est le *cercle de base* de la couronne; la droite D engendre un hyperboloïde de révolution d, (qui contient la droite D_0 [1] et) dont le cercle de gorge est la *gorge* de la couronne ; enfin le plan P enveloppe un cône de révolution p (qui est tangent au plan P_0 et) qui sera le *cône de base* de la couronne.

La couronne de feuillets présente deux cas particuliers intéressants :

a) Lorsque le point M_0 se trouve sur l'axe de rotation X, le point M coïncide constamment avec M_0; le cercle de base et la gorge de la couronne ont tous deux un rayon nul; l'hyperboloïde d se réduit à un cône (fig. 25) ayant même sommet et même axe que le cône de base p enveloppé par le plan P; on dira dans ce cas que la couronne de feuillets est *à point fixe*, car elle est équivalente dans ce cas à une couronne de drapeaux autour d'un point M (fig. 20).

b) Lorsque le plan P_0 est perpendiculaire à l'axe X, le plan P coïncide constamment avec P_0; le point M engendre dans le plan P un cercle m qui est la base de la couronne (fig. 26) et la droite D y enveloppe un cercle concentrique d qui en est la gorge; on dira alors que la couronne de feuillets est *à plan fixe*, car dans ce cas elle est équivalente à une couronne de flèches dans un plan P (fig. 21).

[1] La droite D_0 appartient au second système de génératrices de cet hyperboloïde, car les droites D et D_0 se rencontrent constamment.

2° *Couronoïdes de feuillets :* Supposons maintenant que le miroir mobile A possède *deux* degrés de liberté: ce miroir pourra prendre une double infinité de positions et le feuillet MDP engendrera une bisérie; cette bisérie prendra le nom de *couronoïde* lorsque le miroir mobile A passe par un point fixe O, car alors ce miroir décrit une gerbe de plans (bisérie linéaire). Ainsi un couronoïde de feuillets est le lieu des feuillets MDP inverses d'un feuillet fixe $M_0D_0P_0$, par rapport aux plans d'une gerbe O : le point M_0 est le *pôle,* la droite D_0 l'*axe polaire* et le plan P_0 le *plan polaire* du couronoïde.

Considérons un corps rigide C lié au feuillet MDP: toutes les fois que ce

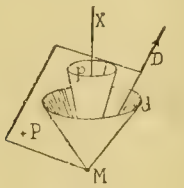


Fig. 25.

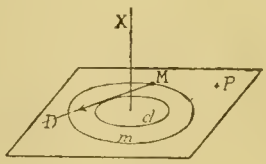


Fig. 26.

feuillet décrira un couronoïde (défini par le feuillet inverse $M_0D_0P_0$ et le centre O de la gerbe), on dira que ce corps rigide subit une *rotation à deux paramètres* autour du point O. Ainsi que nous l'avons déjà fait remarquer, cette expression est justifiée par le fait que le susdit déplacement à deux paramètres du corps C est indépendant du choix du feuillet qui sert à guider le mouvement du corps.

Lorsque le feuillet MDP décrit un couronoïde autour du point O, le point M engendre autour de ce point une sphère m (qui passe par M_0 et) qui est la *sphère de base* du couronoïde (fig. 27) (car elle contient les cercles de base de toutes les couronnes contenues dans le couronoïde); la droite D décrit pendant ce temps une congruence en s'appuyant d'une part sur la droite fixe D_0, d'autre part sur une sphère d tracée autour du point O ; cette sphère est la *sphère de gorge* du couronoïde (car elle contient les cercles de gorge de toutes les couronnes contenues dans le couronoïde); finalement, le plan P enveloppe une autre sphère[1] concentrique p (tangente au plan fixe P_0 et) qui est aussi une *sphère de base* (car cette sphère est l'enveloppe des cônes de base de toutes les couronnes contenues dans le couronoïde). On peut facilement distinguer les deux sphères de base d'un couronoïde, car l'une est la base *ponctuelle* (lieu des points M) tandis que l'autre est la base *tangentielle* (enveloppe des plans P).

En chaque point M de la sphère de base m il n'y a qu'*un* feuillet MDP appar-

[1] Le plan P n'est pas marqué sur la fig. 27; il faut se le représenter comme un plan passant par la droite D; ce plan coupe par conséquent les 2 sphères m et d ; et la sphère p, à laquelle il est tangent, est située à l'intérieur de la sphère d.

tenant au couronoïde, excepté au pôle M_0 : *en ce pôle, le couronoïde possède une infinité* (∞^1) *de feuillets, lesquels forment en ce point une couronne à point fixe,* dont l'axe est la normale à la sphère m : en effet, le point M coïncide avec M_0 toutes les fois que le miroir-plan A passe par M_0; or, dans la gerbe O, il y a une infinité (∞^1) de plans A passant par M_0 et ces plans forment un faisceau autour de la normale OM_0.

On verrait de même que, dans chaque plan P tangent à la sphère de base p, ne se trouve qu'*un* feuillet MDP appartenant au couronoïde, excepté dans le plan

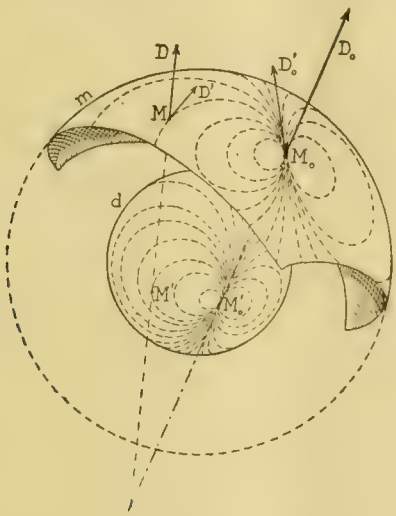


Fig. 27.

polaire P_0 : *dans ce plan polaire, le couronoïde possède une infinité* (∞^1) *de feuillets, lesquels forment dans ce plan une couronne à plan fixe,* dont l'axe est la normale à la sphère p, au point où elle touche le plan P_0.

On démontrerait aussi facilement que : si l'on projette la flèche MD en MD' sur la sphère de base m, la projection MD' décrit sur cette sphère un couronoïde sphérique (lignes pointillées) pendant que le feuillet MDP décrit le couronoïde donné; ce couronoïde sphérique a pour pôle le point M_0 et pour axe la projection D_0' de l'axe D_0. Enfin la droite D touche la sphère de gorge d en un point M', et la flèche $M'D$, supposée entraînée, décrit aussi sur la sphère d un couronoïde sphérique (lignes pointillées), dont l'axe est D_0 et dont le pôle est le point de contact M'_0 de la droite D_0 avec la sphère d.

Théorème 21 : Un couronoïde de feuillets contient une ∞^2 *de couronnes,* puisque la gerbe de plans O contient une ∞^2 de faisceaux de plans.

Si $M_0D_0P_0$ est le feuillet inverse du couronoïde, on voit immédiatement que toutes les couronnes qui sont contenues dans le couronoïde ont les propriétés suivantes : leurs cercles de base passent par le pôle M_0, leurs cônes de base sont tangents au plan polaire P_0 et leurs cercles de gorge rencontrent l'axe polaire D_0.

Théorème 22 : La couronne qui joint deux feuillets d'un couronoïde est elle-même contenue dans ce couronoïde, etc.

Tous les théorèmes relatifs aux couronoïdes de drapeaux autour d'un point, subsistent pour les couronoïdes de feuillets.

Ceux-ci présentent deux cas particuliers intéressants :

a) Lorsque le point M_0 du feuillet inverse coïncide avec le centre O de la gerbe

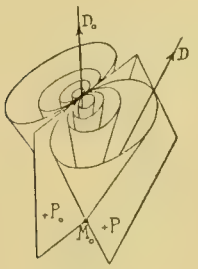


Fig. 28.

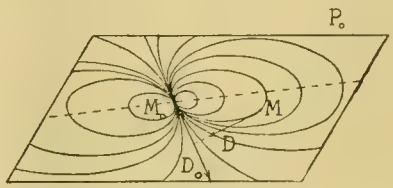


Fig. 29

de plans, le point M reste immobile pendant le déplacement du feuillet MDP; on dira, dans ce cas, que le couronoïde de feuillets est *à point fixe;* un tel couronoïde peut être défini par une monosérie de cônes tangents au plan P_0 le long de la droite D_0 (fig. 28), car il se réduit en fait à un couronoïde de drapeaux autour d'un point fixe M_0 (voir fig. 22).

b) Lorsque le centre O de la gerbe de plans est à l'infini dans une direction perpendiculaire au plan fixe P_0, tous les plans A de la gerbe sont perpendiculaires à P_0; on dira que le couronoïde de feuillets MDP est *à plan fixe,* car, dans ce cas, le plan P, quoique mobile, ne cesse de coïncider avec le plan fixe P_0; un tel couronoïde peut être défini par une monosérie de cercles tangents à la droite D_0 en un point M_0 et situés dans le plan P_0 (fig. 29), car il se réduit en fait à un couronoïde de flèches dans un plan fixe P_0 (voir fig. 23).

3° *Hypercouronoïdes de feuillets :* Supposons maintenant que le miroir-plan mobile A possède *trois* degrés de liberté; ce miroir est alors entièrement libre dans l'espace et l'ensemble des feuillets MDP qui sont l'image, par rapport au miroir A, du feuillet fixe $M_0D_0P_0$ forme une trisérie que j'appellerai un *hypercouronoïde* de

feuillets. Le point M_0 sera le pôle, la droite D_0 l'*axe polaire* et le plan P_0 le *plan polaire* de l'hypercouronoïde.

Le feuillet $M_0D_0P_0$ est *inverse* de l'hypercouronoïde, car il est inverse de chaque feuillet contenu dans celui-ci. Un hypercouronoïde est entièrement déterminé par son feuillet inverse.

Soit C un corps rigide quelconque lié à un feuillet mobile MDP, qui décrit un hypercouronoïde; on dira que le déplacement correspondant, subi par le corps C, est une *rotation à 3 paramètres*. Ce déplacement est indépendant du choix du feuillet MDP qui sert à guider le corps C.

En tout point M de l'espace, il n'existe qu'un feuillet appartenant à un hypercouronoïde donné, car les points M et M_0 n'ont qu'un seul plan de symétrie A; cependant, au pôle M_0, il existe une infinité (∞^2) de feuillets appartenant à l'hypercouronoïde, et ces feuillets forment autour du point M_0 un *couronoïde à point fixe*, car le point M coïncide avec M_0 tant que le miroir mobile A coïncide avec un plan quelconque de la gerbe M_0.

On verrait de même que dans chaque plan P de l'espace se trouve *un* seul feuillet MDP appartenant à un hypercouronoïde donné. (Plus exactement l'hypercouronoïde possède un feuillet dans chaque face du plan P, car ces deux faces doivent être considérées comme deux plans distincts, correspondant aux deux plans de symétrie des plans P et P_0). Cependant, dans le plan polaire P_0, il existe une infinité (∞^2) de feuillets appartenant à l'hypercouronoïde et ces feuillets forment dans le plan P_0 un *couronoïde à plan fixe*, car le plan P coïncide avec P_0 tant que le miroir mobile A reste perpendiculaire au plan P_0.

Théorème 23 : Tout hypercouronoïde contient une infinité (∞^4) de couronnes, car il existe dans l'espace une ∞^4 de droites dont l'une quelconque peut être prise comme axe d'un faisceau de plans-miroirs A. Toutes ces couronnes jouissent des propriétés suivantes : leurs cercles de base passent par le pôle M_0, leurs cônes de base sont tangents au plan polaire P_0 et leurs cercles de gorge rencontrent l'axe polaire D_0.

Théorème 24 : La couronne qui joint deux feuillets d'un même hypercouronoïde, est elle-même située dans cet hypercouronoïde, car les deux feuillets considérés correspondent à deux positions A_1 et A_2 du miroir générateur, et la droite d'intersection des plans A_1 et A_2 est l'axe d'un faisceau de plans A correspondant à une couronne de l'hypercouronoïde, laquelle couronne contiendra les deux feuillets, puisque le faisceau des plans A contient les deux plans A_1 et A_2.

Théorème 25 : Tout hypercouronoïde contient une infinité (∞^3) de couronoïdes, car il y a dans l'espace une ∞^3 de points dont chacun peut être pris comme centre d'une gerbe de plans-miroirs A. Tous ces couronoïdes jouissent des propriétés sui-

vantes : leurs bases ponctuelles passent par le pôle M_0, leurs bases tangentielles sont tangentes au plan polaire P_0 et leurs sphères de gorge sont tangentes à l'axe polaire D_0.

Théorème 26 : Le couronoïde qui joint trois feuillets d'un même hypercouronoïde est lui-même situé dans cet hypercouronoïde, car les trois feuillets considérés correspondent à trois positions A_1, A_2, A_3 du miroir générateur, et le point d'intersection des plans A_1, A_2, A_3 est le centre d'une gerbe de plans A correspondant dans l'hypercouronoïde à un couronoïde, qui contiendra les trois feuillets, puisque la gerbe des plans A contient les trois plans A_1, A_2 et A_3.

Théorème 27 : Si l'on fait tourner un feuillet MDP successivement autour de chaque droite d'un plan donné A, ce feuillet engendrera une bisérie de couronnes, dont l'ensemble formera un hypercouronoïde.

En effet, si $M_0D_0P_0$ est l'image du feuillet MDP par rapport au plan A, et si l'on construit l'hypercouronoïde inverse du feuillet $M_0D_0P_0$, cet hypercouronoïde contiendra le feuillet MDP ainsi qu'une ∞^2 de couronnes dont les axes se trouvent dans le plan A (puisque toute droite de l'espace, donc *a fortiori* toute droite du plan A, est l'axe d'une couronne située dans l'hypercouronoïde) ; or, toutes ces couronnes, qui ont leurs axes situés dans le plan A passent par le feuillet MDP puisque le plan A est le plan de symétrie des feuillets MDP et $M_0D_0P_0$, et comme l'ensemble de ces mêmes couronnes est l'hypercouronoïde inverse de $M_0D_0P_0$, le théorème est démontré.

Remarque : On voit que, l'orsqu'on fait tourner le feuillet MDP autour de toutes les droites d'un plan A, toutes les couronnes ainsi engendrées ont des cercles de base qui se croisent au point M et se recroisent au point M_0, mais tandis qu'au point M toutes ces couronnes ont un feuillet commun unique MDP, au point M_0 ces couronnes ont des feuillets distincts et ces feuillets forment autour du point M_0 un *couronoïde à point fixe*[1] (dont le feuillet inverse est précisément $M_0D_0P_0$).

De même toutes les couronnes engendrées par rotation du feuillet MDP autour des droites du plan A ont des cônes de base tangents au plan P et au plan P_0, mais tandis qu'en P toutes ces couronnes ont un feuillet commun unique MDP, en P_0 ces couronnes ont des feuillets distincts et ces feuillets forment dans le plan P_0 un *couronoïde à plan fixe*[1] (dont le feuillet inverse est précisément $M_0D_0P_0$), Nous utiliserons plus loin ces deux remarques.

En résumé, la couronne, le couronoïde et l'hypercouronoïde sont les formes fondamentales engendrées par un feuillet mobile qui reste inverse d'un feuillet fixe.

[1] Voir plus haut la constitution de l'hypercouronoïde autour de son pôle et dans son plan polaire.

Ces formes sont intéressantes et utiles pour la géométrie des feuillets, mais elles ne possèdent pas une généralité suffisante pour servir de base à cette géométrie, car, par l'inversion on ne peut engendrer que des mono-, bi- ou triséries de feuillets.

Pour engendrer une pentasérie, une propriété plus générale est nécessaire.

§ 3. — *Pentaséries de feuillets.*

La forme la plus complète des systèmes de feuillets est la *pentasérie* (∞^5 de feuillets). Tout feuillet dont la position n'est soumise qu'à *une* condition engendre une pentasérie.

Comme il existe dans l'espace une ∞^3 de points, on voit qu'*une pentasérie possédera une* ∞^2 *(bisérie) de feuillets MDP en chaque point M.* De même *il y aura dans chaque plan P de l'espace une* ∞^2 *(bisérie) de feuillets MDP* appartenant à une pentasérie donnée.

Comme l'espace contient une ∞^4 de droites, *toute droite D portera une* ∞^1 *(monosérie) de feuillets MDP* appartenant à une pentasérie donnée. Une pentasérie de feuillets *MDP* établit donc sur toute droite *D* une correspondance entre les points *M* et les plans *P* de cette droite.

Enfin, comme l'espace contient une ∞^5 de flèches, une ∞^5 de boucliers et aussi une ∞^5 de drapeaux, on voit que *toute flèche MD, tout bouclier MP et tout drapeau DP portera un nombre fini de feuillets MDP* appartenant à une pentasérie donnée. Ce nombre fini peut servir à classer les différentes formes de pentaséries : on dira qu'une pentasérie est du n^{me} *ordre* lorsqu'une flèche *MD* choisie arbitrairement dans l'espace porte *n* feuillets MDP_1, MDP_2,....., MDP_n, de la pentasérie ; de même une pentasérie sera dite de la n^{me} *classe* lorsqu'un drapeau *DP* choisi arbitrairement porte *n* feuillets M_1DP, M_2DP,....., M_nDP, de la pentasérie.

Pentasérie du premier ordre et de la première classe : D'après les définitions précédentes, la pentasérie du premier ordre et de la première classe doit être une pentasérie telle, qu'en chaque point *M* de l'espace ses feuillets forment un couronoïde à point fixe et que dans chaque plan *P* ils forment un couronoïde à plan fixe ; en effet, dans tout couronoïde à point fixe *M* (fig. 28) à toute droite *D* issue de *M* correspond un seul plan *P* tel que *MDP* soit un feuillet du couronoïde et dans tout couronoïde à plan fixe *P* (fig. 29) à toute droite *D* correspond un seul point *M* (lorsqu'on tient compte des signes) tel que *MDP* soit un feuillet du couronoïde [1].

Pour construire une pentasérie du premier ordre et de la première classe, il

[1] Cette remarque montre aussi que le couronoïde est la bisérie du premier ordre et de la première classe autour d'un point ou dans un plan.

suffit de prendre un feuillet fixe $M_0D_0P_0$ et de le faire tourner successivement autour de toutes les droites de l'espace. En effet, considérons un point quelconque M de l'espace : pour que le feuillet partant de la position $M_0D_0P_0$ atteigne le point M par une rotation, il faut choisir l'axe de celle-ci dans le plan de symétrie A des points M_0 et M. Or, d'après la remarque qui suit le théorème 27, dont on voit ici l'utilité, lorsqu'on fait tourner un feuillet $M_0D_0P_0$ successivement autour de toutes les droites d'un même plan A, on obtient au point symétrique M une bisérie de feuillets qui forment un *couronoïde* autour du point M; et si MDP est le feuillet symétrique de $M_0D_0P_0$ par rapport au plan A, la même génération produit aussi dans le plan P (toujours d'après la remarque qui se trouve à la fin du théorème 27) une bisérie de feuillets qui forment dans ce plan P un couronoïde.

Puisque le point M (ou le plan P) a été choisi arbitrairement, on voit qu'en faisant tourner le feuillet initial $M_0D_0P_0$ successivement autour de toutes les droites de l'espace, on obtient une pentasérie telle qu'en chaque point M de l'espace ses feuillets forment un couronoïde (dont le feuillet inverse est le feuillet symétrique de $M_0D_0P_0$ par rapport au plan perpendiculaire sur le milieu de MM_0) et que dans chaque plan P ses feuillets forment aussi un couronoïde (dont le feuillet inverse est le feuillet MDP symétrique $M_0D_0P_0$ par rapport à l'un des plans bissecteurs de P et de P_0.

L'existence de la pentasérie du premier ordre et de la première classe est ainsi démontrée, mais rien ne prouve jusqu'ici que la pentasérie que nous venons de réaliser, soit la plus générale (du premier ordre et de la première classe).

2me méthode : Pour construire une pentasérie du premier ordre on peut, en partant toujours d'un feuillet donné $M_0D_0P_0$, construire d'abord l'hypercouronoïde, lieu de tous les feuillets MDP inverses de $M_0D_0P_0$; cet hypercouronoïde définit en chaque point M de l'espace un seul feuillet MDP; il ne reste plus qu'à construire autour de chaque point M le couronoïde inverse du feuillet MDP se trouvant en ce point; on obtient ainsi une ∞^3 de couronoïdes, c'est-à-dire une pentasérie de feuillets, et cette pentasérie est du premier ordre, puisqu'elle possède en chaque point de l'espace un couronoïde (bisérie du premier ordre).

De même, pour construire une pentasérie de la première classe, on peut employer le même hypercouronoïde, lieu des feuillets MDP inverses de $M_0D_0P_0$; cet hypercouronoïde définit dans chaque plan P de l'espace un seul feuillet MDP (lorsqu'on tient compte des signes); il ne reste plus qu'à construire dans chaque plan P le couronoïde inverse du feuillet MDP se trouvant dans ce plan; on obtient ainsi une ∞^3 de couronoïdes (plans), c'est-à-dire une pentasérie de feuillets, et cette pentasérie est de la première classe puisqu'elle possède dans chaque plan de l'espace un couronoïde (bisérie de la première classe).

Or, que l'on construise une pentasérie du premier ordre ou une pentasérie de la première classe, le résultat est le même, car les deux constructions que nous venons d'indiquer, ne sont que les deux aspects de la méthode de construction déjà déduite plus haut du théorème 27.

Remarque sur la pentasérie générale du premier ordre et de la première classe : Nous avons démontré la possibilité de construire une pentasérie du premier ordre et de la première classe : mais, nous l'avons dit, rien ne prouve que la pentasérie que nous avons construite soit la pentasérie la plus générale. Il suffit, pour le moment, de constater que cette pentasérie existe. Nous désignerons provisoirement par le symbole C^5 la pentasérie *la plus générale* du premier ordre et de la première classe.

En tout cas, que cette pentasérie soit celle que nous venons de construire ou une pentasérie plus générale, nous pouvons affirmer que toute série C^5 possédera les caractères suivants :

1° Les feuillets $(M\,d\,p)$ de la pentasérie qui ont, en commun, un point M formeront un couronoïde à point fixe.

2° Les feuillets $(m\,d\,P)$ de la pentasérie qui ont, en commun, un plan P, formeront un couronoïde à plan fixe.

3° Les feuillets $(m\,D\,p)$ de la pentasérie qui ont, en commun, une droite D, formeront une correspondance univoque entre les points m et les plans p de cette droite, lorsqu'on tient compte des signes.

4° Si M *est le pôle du couronoïde à plan fixe contenu dans un plan donné* P, *réciproquement, le plan* P *sera le plan polaire du couronoïde à point fixe qui existe autour du point* M. En effet, dans un couronoïde à plan fixe P, le pôle M est un point où il y a une infinité de feuillets $(M\,d\,P)$; tous ces feuillets ont, en commun, le plan fixe P, le pôle M et ne diffèrent que par la droite d. Or, dans un couronoïde à point fixe M, le plan polaire P' est le seul plan où il y a une infinité de feuillets $(M\,d\,P')$; tous ces feuillets ont, en commun, le point fixe M et le plan polaire P' et ne diffèrent que par la droite d. Il faut donc que les plans P et P' coïncident car, au point M, la série C^5 ne contient qu'un seul couronoïde à point fixe et, par conséquent, qu'un seul plan P où la direction de la droite d devient indéterminée.

5° Si l'on considère le couronoïde à plan fixe P, son pôle est un certain point M et son axe polaire est une certaine droite D du plan P ; réciproquement, le couronoïde à point fixe M admet, pour plan polaire, le plan P et, pour axe polaire, la droite D. En d'autres mots, *ces deux couronoïdes sont unis par le même feuillet inverse* (MDP). En effet, dans le couronoïde à plan fixe P, le feuillet qui correspond à un point quelconque m de l'axe polaire D a son axe dirigé suivant D et son

plan suivant P, c'est-à-dire qu'à un point quelconque m de la droite D correspond un plan unique P. La correspondance univoque que la pentasérie C^5 établit sur une droite quelconque de l'espace dégénère donc sur les droites telles que D de telle façon qu'à un point quelconque m de cette droite correspond toujours le même plan P et, par conséquent, qu'à un plan quelconque p passant par D correspondra toujours le même point M. La droite D est donc, à la fois, l'axe polaire du couronoïde à plan fixe P (dont le pôle est M) et l'axe polaire du couronoïde à point fixe M (dont le plan polaire est P).

Comme il y a une droite D correspondant à chaque point M de l'espace, ces droites forment un complexe que l'on peut appeler le *complexe des singularités* de la pentasérie, par analogie avec la surface des singularités d'un complexe de droites.

§ 4. — *Analogie entre la géométrie réglée et la géométrie feuilletée.*

Tout ce qui précède montre qu'il existe une analogie profonde entre la géométrie des feuillets et la géométrie réglée : la pentasérie de feuillets joue dans celle-là un rôle correspondant au complexe de droites dans celle-ci. En particulier, la pentasérie du premier ordre C^5 correspond au complexe linéaire : en effet un complexe linéaire définit en chaque point M de l'espace un *faisceau de droites* situées dans un même plan, et dans chaque plan P de l'espace un *faisceau de droites* passant par un même point ; semblablement une pentasérie du premier ordre possède autour de chaque point M de l'espace un couronoïde sphérique, qui peut être défini par un *faisceau de cônes* tangents à un même plan (fig. 28) et dans chaque plan P de l'espace un couronoïde plan, qui peut être défini par un *faisceau de cercles* tangents en un même point (fig. 29).

Il y a, du reste, d'autres analogies entre la pentasérie C^5 et le complexe linéaire; les feuillets de la pentasérie qui sont situés dans un même plan P forment un couronoïde à plan fixe dont le pôle est un certain point M qui est, en général, à distance finie; mais, il peut arriver que le pôle M soit situé à l'infini dans le plan P; dans ce cas, on dira que le plan P est un *plan diamétral* de la pentasérie C^5. Dans la pentasérie C^5 que nous avons construite précédemment en la faisant dériver d'un feuillet fixe primitif $M_0D_0P_0$, tous les plans parallèles au plan P_0 sont des plans diamétraux. En effet, soit m un point quelconque d'un plan p parallèle à P_0; en ce point m, se trouve un couronoïde à point fixe dont le feuillet polaire est le feuillet mDP symétrique de $M_0D_0P_0$, par rapport au plan A, perpendiculaire sur le milieu de la droite $\overline{M_0\,m}$; le feuillet de ce couronoïde qui se trouve dans le plan p, s'obtiendra en menant le plan bissecteur B des plans P et p et construisant le feuillet

mdp symétrique de mDP par rapport à ce plan bissecteur B; or, le plan p étant supposé parallèle à P_0, les plans A et B sont parallèles, car l'angle dièdre de P_0 avec P est égal à l'angle dièdre de P avec p; par suite, on aura aussi : angle D_0D = angle Dd, c'est-à-dire que la droite d est parallèle à la droite fixe D_0, ou encore, que la direction de la droite d est indépendante de la position du point m dans le plan p. Donc, tous les feuillets de la pentasérie qui sont situés dans le plan p ont leurs axes d parallèles entre eux, ce qui ne peut avoir lieu que si le couronoïde à plan fixe p a son pôle à l'infini.

§ 5. — *Des différentes séries de feuillets du premier ordre et de la première classe.*

Des feuillets réciproques : Je dirai que *deux feuillets sont réciproques lorsqu'on peut passer de l'un à l'autre par une simple rotation.*

D'après cette définition la pentasérie du premier ordre que nous avons construite précédemment est le *lieu des feuillets réciproques d'un feuillet donné* $M_0D\ P_0$.

Il est important de ne pas confondre la notion des feuillets réciproques avec celle des feuillets inverses.

Pour obtenir la *tétrasérie* de feuillets *du premier ordre,* il suffit de rassembler tous les feuillets communs à deux pentasérie du premier ordre. On remarquera qu'ici il n'est pas nécessaire pour obtenir la tétrasérie *la plus générale* du premier ordre de connaître la forme la plus générale d'une pentasérie; c'est ainsi que pour obtenir la forme la plus générale d'une congruence linéaire de droites on peut employer deux complexes linéaires spéciaux sans amoindrir la généralité du résultat. Nous pouvons donc affirmer dès maintenant que :

La tétrasérie la plus générale du premier ordre est le lieu des feuillets réciproques de deux feuillets donnés $M_0D_0P_0$ *et* $M'_0D'_0P'_0$.

De même :

La trisérie la plus générale du premier ordre sera le lieu des feuillets réciproques de trois feuillets donnés.

La bisérie du premier ordre, le lieu des feuillets réciproques de quatre feuillets et la monosérie du premier ordre, le lieu des feuillets réciproques de cinq feuillets. Enfin l'on voit qu'*il n'existe qu'un nombre fini* q *de feuillets réciproques de six feuillets donnés.*

Une tétrasérie du premier ordre possède en chaque point et dans chaque plan de l'espace une *couronne* de feuillets et une trisérie du premier ordre ne possède qu'*un* seul feuillet en chaque point et dans chaque plan. En effet, la pentasérie du

premier ordre possède en chaque point et dans chaque plan un couronoïde, et nous savons que l'intersection de deux couronoïdes est une couronne et celle de trois couronoïdes, un feuillet unique (lorsque ces couronoïdes sont situés dans le même plan ou autour d'un même point).

Enfin, si q est le nombre (fini) des feuillets communs à six pentasséries du premier ordre, il faudra :

$q + 1$	feuillets	pour	déterminer une	monosérie du 1er ordre
$q + 2$	»	»	bisérie	»
$q + 3$	»	»	trisérie	»
$q + 4$	»	»	tétrasérie	»
$q + 5$	»	»	pentasérie	»

APPENDICE

Les systèmes de corps solides.

§ 1. — *Les coordonnées « Bricardiennes ».*

L'esquisse que je viens de faire de la géométrie des feuillets est un résumé d'une série d'articles qui ont paru dans les *Archives des Sciences physiques et naturelles de Genève,* de 1898 à 1909. Il m'a paru utile de faire ce résumé, afin d'éviter au lecteur les longueurs et les digressions inutiles provenant des tâtonnements qui se produisent inévitablement lorsqu'on aborde un sujet encore inexploré.

On pourrait continuer l'étude de la géométrie des feuillets (ou des corps solides) par la méthode synthétique, comme nous l'avons fait jusqu'ici; toutefois il est évident qu'en employant à la fois la géométrie et l'analyse, on arriverait beaucoup plus vite à une connaissance complète des systèmes fondamentaux de feuillets et, par suite, des systèmes de corps solides.

Mais, avant de pouvoir faire usage de la méthode analytique, il était nécessaire de trouver une expression convenable des coordonnées d'un feuillet (ou d'un corps solide). On peut définir la position d'un feuillet MDP par 6 quantités (3 longueurs et 3 angles) :

$$x, y, z, \alpha, \beta, \gamma,$$

x, y, z, sont les coordonnées du point M; les angles α et β définissent la direction de la droite D et γ l'azimuth du plan P autour de la droite D. En d'autres mots, α, β, γ sont les angles d'Euler qui déterminent l'orientation du feuillet autour du point x, y, z.

Mais il existe un système de coordonnées homogènes beaucoup plus convenable pour la géométrie des feuillets : ce système, très remarquable, m'a été signalé par M. le prof. R. BRICARD[1], de Paris; c'est donc à lui que revient le mérite d'avoir dégagé la *forme analytique de la géométrie des feuillets*, c'est pourquoi je donnerai à ce système de coordonnées le nom de *coordonnées Bricardiennes.*

Voici en quoi il consiste :

Soit $O_0x_0y_0z_0$ un trièdre fixe rectangulaire, et $Oxyz$ un trièdre variable lié au corps solide mobile. Soient ξ, η, ζ les coordonnées du point O par rapport au trièdre $O_0x_0y_0z_0$; soient α, β, γ les cosinus directeurs de l'axe du mouvement hélicoïdal qui permet de passer du trièdre $O_0x_0y_0z_0$ au trièdre $Oxyz$, et soit θ l'angle de la rotation qui entre dans ce mouvement hélicoïdal. Comme on a $\alpha^2 + \beta^2 + \gamma^2 = 1$, on peut remplacer les coordonnées α, β, γ, θ par un système homogène de 4 coordonnées λ, μ, ν, ρ défini par les formules d'Olinde RODRIGUES :

$$\frac{\lambda}{\alpha \sin \theta_{/2}} = \frac{\mu}{\beta \sin \theta_{/2}} = \frac{\nu}{\gamma \sin \theta_{/2}} = \frac{\rho}{\cos \theta_{/2}} \qquad (1)$$

Ensuite on peut remplacer les 3 coordonnées ξ, η, ζ par 4 coordonnées homogènes l, m, n, p définies par les relations :

$$\begin{aligned} l &= -\rho\xi + \nu\eta - \mu\zeta \\ m &= -\rho\eta + \lambda\zeta - \nu\xi \\ n &= -\rho\zeta + \mu\xi - \lambda\eta \\ p &= \lambda\xi + \mu\eta + \nu\zeta \end{aligned} \qquad (2)$$

Ce sont ces relations qui sont plus spécialement les formules de Bricard. On a visiblement :

$$l\lambda + m\mu + n\nu + p\rho = 0 \qquad (3)$$

Toute position du trièdre mobile $Oxyz$ par rapport au trièdre fixe $O_0x_0y_0z_0$ est ainsi définie *d'une façon unique* par un système homogène de 8 nombres l, m, n, p, λ, μ, ν, ρ, satisfaisant à l'équation (3).

[1] M. Bricard avait commencé, dans les *Nouvelles Annales de Mathématiques* (sept. 1909), un compte rendu de ma *Geometrio folietara*, publiée dans l'*Internacia Scienca Revuo* (1908 et 1909). C'est à la suite de cette dernière publication que M. Bricard entreprit l'étude analytique de la géométrie des feuillets et réussit à dégager les 8 coordonnées homogènes d'un corps solide, en utilisant la notion des *feuillets réciproques*, telle que je l'ai définie dans l'*Internacia Scienca Revuo* (octobre 1909).

On voit que ces coordonnées sont tout à fait analogues aux coordonnées Plückeriennes d'une droite en géométrie réglée, car le système homogène des 6 coordonnées d'une droite $l, m, n, \lambda, \mu, \nu$ satisfait à une relation analogue :

$$l\lambda + m\mu + n\nu = O \tag{4}$$

On retrouve ainsi analytiquement la parenté que nous avions déjà constatée entre la géométrie de l'espace feuilleté et celle de l'espace réglé.

La condition pour que deux trièdres O et O_1, soient *réciproques* d'après le sens que nous avons donné à ce mot, c'est-à-dire la condition nécessaire et suffisante *pour que l'on puisse passer du premier trièdre au second par une simple relation*, s'exprime alors par la relation :

$$l\lambda_1 + \lambda l_1 + m\mu_1 + \mu m_1 + n\nu_1 + \nu n_1 + p\rho_1 + \rho p_1 = O \tag{5}$$

relation tout à fait analogue à la relation :

$$l\lambda_1 + \lambda l_1 + m\mu_1 + \mu m_1 + n\nu_1 + \nu n_1 = O \tag{6}$$

qui, en coordonnées Plückeriennes exprime la condition pour que deux droites D et D_1 se rencontrent.

Si, dans ces deux équations, on considère les quantités $l, m, n, \ldots$ comme variables, et les quantités $l_1, m_1, n_1, \ldots$ comme constantes, la relation (5) représente une pentasérie linéaire de corps solides (ensemble des corps C réciproques d'un corps donné C_1) et la relation (6) représente un complexe linéaire de droites (ensemble des droites D qui rencontrent une droite donnée D_1). On sait que ce complexe est un complexe *spécial* et non le complexe linéaire général : en effet, les coefficients $l_1, m_1, \ldots \nu_1$ de l'équation linéaire (6) ne sont pas arbitraires; ils satisfont à la condition : $l_1\lambda_1 + m_1\mu_1 + n_1\nu_1 = O$, puisque ce sont les coordonnées d'une droite. Pour obtenir l'équation du complexe linéaire le plus général, il suffit de remplacer les coefficients $l_1, m_1, \ldots, \nu_1$, par des constantes arbitraires $A, B, \ldots F$ sans les astreindre à aucune condition; on a ainsi l'équation linéaire générale

$$Al + Bm + Cn + D\lambda + E\mu + F\nu = O \tag{7}$$

Par un raisonnement analogue, on voit que l'ensemble des corps C réciproques d'un corps donné C_0 ne constitue pas la pentasérie linéaire la plus générale[1]; c'est une pentasérie *spéciale*, parce que les coefficients $l_1, m_1, n_1, \ldots \rho_1$, sont soumis à

[1] Ainsi que nous l'avions soupçonné dans la Géométrie des Feuillets (*Arch. des Sc. phys. et nat.*, 1906, t. XXI, p. 268).

la condition : $l_1\lambda_1 + m_1\mu_1 + n_1\nu_1 + p_1\rho_1 = o$. La pentasérie linéaire la plus générale est représentée en coordonnées Bricardiennes par l'équation linéaire :

$$Al + Bm + Cn + Dp + E\lambda + F\mu + G\nu + H\rho = O \qquad (8)$$

où A, B, C, ...H, sont des constantes arbitraires.

L'analyse montre donc que l'analogie avec la géométrie réglée est complète : la géométrie feuilletée est seulement beaucoup plus riche, puisqu'elle a deux dimensions de plus. Ainsi, tandis que 5 droites suffisent pour définir un complexe linéaire, *il faut 7 corps solides pour définir complètement une pentasérie linéaire* (car l'équation (8) contient 7 constantes indépendantes).

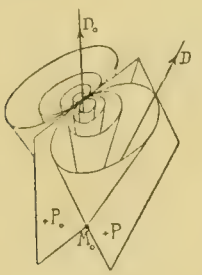
De même qu'un complexe linéaire peut être défini géométriquement comme l'ensemble des droites D de l'espace qui déterminent avec une droite fixe D_0 une plus courte distance h et un angle θ tels que le produit :

$$h \text{ tang } \theta = \text{constante},$$

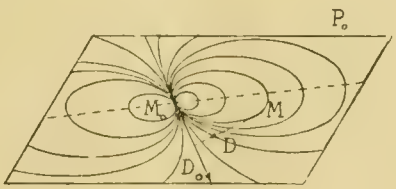
de même on voit facilement que la pentasérie linéaire générale peut être définie comme *l'ensemble des positions d'un corps solide provenant d'une position fixe par un mouvement hélicoïdal dont la translation* h *et la rotation* θ *satisfont à la relation :*

$$h \text{ tang } \theta/_2 = \text{constante}.$$

Si la constante est nulle, on a $h = o$ et l'on retrouve la pentasérie spéciale des corps réciproques d'un corps fixe.



(Fig. 30.)



(Fig. 31).

M. Bricard a aussi vérifié analytiquement que, dans toute pentasérie linéaire, les corps qui ont un point fixe forment un couronoïde autour de ce point (fig. 30), et les corps qui ont un plan fixe forment un couronoïde dans ce plan (fig. 31), comme nous l'avions déjà démontré géométriquement. C'est même cette propriété fondamentale (facile à prévoir par analogie avec les complexes linéaires de droites) qui

nous avait conduit à la construction de la pentasérie linéaire spéciale, et, par suite, à la conception de la notion des *feuillets réciproques.*

Le couronoïde joue donc un rôle fondamental dans la géométrie des systèmes de corps solides, tant dans l'espace que dans un plan. Ceci tient à ce que, comme il y a dans l'espace une ∞^3 de points (ou de plans), une pentasérie de feuillets contient toujours, en chaque point (ou dans chaque plan) de l'espace, une bisérie de feuillets (car $\infty^5 : \infty^3 = \infty^2$); or, le couronoïde est la forme linéaire de la bisérie autour d'un point (ou dans un plan).

On voit aussi que l'analogie entre la géométrie feuilletée et la géométrie réglée vient de ce que la plus courte distance et l'angle entre deux droites jouent le même rôle que la translation et la rotation entre deux corps solides : lorsque la translation est nulle, les deux corps sont réciproques, de même que, lorsque la plus courte distance est nulle, les deux droites se rencontrent.

On peut continuer ainsi l'étude analytique des systèmes de corps solides :

2	équations	linéaires	(8)	représenteront	la	tétrasérie linéaire
3	»	»	»	»		trisérie »
4	»	»	»	»		bisérie »
5	»	»	»	»		monosérie »
6	»	»	»	»	un couple de	corps solides

On voit aussi que :

7	corps	solides	déterminent	une pentasérie linéaire
6	»	»	tétrasérie	»
5	»	»	trisérie	»
4	»	»	bisérie	»
3	»	»	monosérie	»

Enfin il existe :

Deux			corps	réciproques	de	6	corps	ou d'une tétrasérie linéaire
Une	monosérie	linéaire	de	»	»	5	»	» trisérie »
»	bisérie	»	»	»	»	4	»	» bisérie »
»	trisérie	»	»	»	»	3	»	» monosérie »
»	tétrasérie	»	»	»	»	2	»	

Tels sont, en peu de mots, les résultats de l'étude analytique de M. Bricard, tels qu'il les a résumés dans le numéro de novembre 1909 de l'*Internacia Scienca Revuo* (Genève). Ces résultats ont été aussi exposés d'une manière plus détaillée,

par M. Bricard, dans le numéro de janvier des *Nouvelles Annales de Mathématiques* (Paris).

Spécialement intéressante sera la détermination de la ligne (ou surface) engendrée par un point d'un corps qui décrit une monosérie (ou bisérie) linéaire, ainsi que la ligne (ou surface) enveloppée par un plan, car les propriétés de ces séries sont les mêmes que celles de tous les mouvements à 1 (ou à 2) paramètre, tant que ces propriétés ne dépendent pas de plus de 3 (ou 4) positions voisines du corps mobile. Ainsi, de même qu'à chaque génératrice d'une surface réglée correspond un hyperboloïde osculateur, de même, *à chaque instant du mouvement d'un corps solide, il existe une monosérie linéaire osculatrice au mouvement.*

M. le prof. Cailler, de Genève, m'a aussi signalé comme conséquence immédiate de l'emploi des coordonnées Bricardiennes, l'existence de *corps solides conjugués par rapport à une pentasérie linéaire* (analogues aux droites conjuguées par rapport à un complexe linéaire). L'existence de ces corps pourrait facilement être démontrée géométriquement par la notion des feuillets réciproques, mais la démonstration analytique de M. Cailler met bien en relief l'analogie entre les coordonnées Bricardiennes et les coordonnées Plückeriennes :

Considérons le complexe linéaire :

$$Al + Bm + Cn + D\lambda + E\mu + F\nu = 0$$

et une droite dont les coordonnées Plückeriennes sont : l_1, m_1, n_1, λ_1, μ_1, ν_1, et qui n'appartient pas au complexe; il existe une seconde droite l_2, m_2, ... ν_2, et une seule, telle que l'on ait :

$$A = a_1 l_1 + a_2 l_2$$
$$B = a_1 m_1 + a_2 m_2$$
$$F = a_1 \nu_1 + a_2 \nu_2$$

a_1 et a_2 désignant des coefficients convenablement choisis : cette seconde droite se nomme la *conjuguée* de la première.

En effet, les équations précédentes déterminent une des 2 droites en fonc-

Considérons la pentasérie linéaire :

$$Al + Bm + Cn + Dp + E\lambda + F\mu + G\nu + H\rho = 0$$

et un corps solide dont les coordonnées Bricardiennes sont : l_1, m_1, n_1, p_1, λ_1, μ_1, ν_1, ρ_1, et qui ne fait pas partie de la pentasérie; il existe un second corps l_2, m_2, n_2,... ρ_2, et un seul, tel que l'on ait :

$$A = a_1 l_1 + a_2 l_2$$
$$B = a_1 m_1 + a_2 m_2$$
$$C = a_1 n_1 + a_2 n_2$$
$$H = a_1 \rho_1 + a_2 \rho_2$$

a_1 et a_2 désignant des coefficients convenablement choisis : ce second corps solide s'appelle le *conjugué* du premier.

En effet, les équations précédentes déterminent la position d'un des 2 corps

tion de l'autre et des constantes a_1 et a_2; mais ces constantes sont déterminées sans ambiguïté, car les coordonnées de la droite conjuguée satisfont à l'identité :

$$l_2\lambda_2 + m_2\mu_2 + n_2\nu_2 = O$$

c'est-à-dire :

$$\begin{aligned}&(A - a_1 l_1)\ (D - a_1\lambda_1)\\ +\ &(B - a_1 m_1)\,(E - a_1\mu_1)\\ +\ &(C - a_1 n_1)\,(F - a_1\nu_1) = O\end{aligned}$$

équation qui est du premier degré en a_1, car le coefficient de a^2_1 est nul, puisqu'on a aussi l'identité :

$$l_1\lambda_1 + m_1\mu_1 + n_1\nu_1 = O$$

en fonction de la position de l'autre et des constantes a_1 et a_2; mais ces constantes sont déterminées sans ambiguïté, car les coordonnées du corps conjugué satisfont à l'identité :

$$l_2\lambda_2 + m_2\mu_2 + n_2\nu_2 + p_2\rho_2 = O$$

c'est-à-dire :

$$\begin{aligned}&(A - a_1 l_1)\ \ (E - a_1\lambda_1)\\ +\ &(B - a_1 m_1)\ \ (F - a_1\mu_1)\\ +\ &\ldots + (D - a_1 p_1)\ \ (H - a_1\rho_1) = O\end{aligned}$$

équation qui est du premier degré en a_1, car le coefficient de a_1^2 est nul, puisqu'on a aussi l'identité :

$$l_1\lambda_1 + m_1\mu_1 + n_1\nu_1 + p_1\rho_1 = O$$

Ces exemples suffisent pour montrer comment on peut poursuivre parallèlement l'étude des systèmes de droites (géométrie réglée) et celle des systèmes de corps solides (géométrie feuilletée), en employant soit la méthode géométrique directe (dans ce cas on représentera un corps solide quelconque par un feuillet), soit la méthode analytique au moyen des coordonnées Bricardiennes (dans ce cas on représentera le corps solide par un trièdre trirectangulaire de référence).

§. 2. — *La pseudo-intersection des corps rigides.*

En géométrie feuilletée si h et θ désignent respectivement la translation et la rotation du mouvement hélicoïdal qui permet à un corps rigide C de passer de la position C_1 à la position C_2 l'équation $h\ tang\ \theta = O$ exprime que les positions C_1 et C_2 sont réciproques, c'est-à-dire que l'on peut passer de l'une à l'autre par une simple rotation.

En géométrie réglée, si h et θ désignent respectivement la plus courte distance et l'angle de deux droites D_1 et D_2 l'équation $h\ tang\ \theta = O$ exprime que ces deux droites se rencontrent.

Les corps solides réciproques correspondent donc en géométrie réglée aux droites qui se rencontrent.

En effet, dire que deux figures se rencontrent c'est dire qu'elles ont des points communs (*un* point commun dans le cas de 2 droites, une monosérie de points dans

le cas de 2 plans, etc.). Or on peut étendre la notion d'intersection aux « corps rigides » en convenant d'appeler dans ce cas « intersection » non pas les points simplement communs à 2 corps égaux (car tous les points de l'espace rempliraient cette condition), mais seulement l'ensemble des points communs *correspondants*.

Ainsi, par exemple, considérons 2 corps réciproques C_1 et C_2; dire que l'on peut passer de C_1 à C par une simple rotation, c'est dire que tous les points de l'axe de rotation restent immobiles pendant le passage de C_1 à C_2; donc tous les points de cet axe de rotation sont des points correspondants communs des 2 corps.

On peut donc dire que: 2 corps réciproques sont deux corps qui se « coupent » ou qui possèdent une série de points (correspondants) communs en ligne droite. On établit ainsi un parallélisme encore plus complet entre les corps réciproques, en géométrie feuilletée, et les droites qui se coupent en géométrie réglée.

Quelques propositions feront ressortir ce parallélisme:

En géométrie réglée :	En géométrie feuilletée :
Lorsque 2 droites ont 2 points communs, ces droites coïncident (c'est-à-dire que tous leurs points coïncident).	Lorsque 2 corps rigides ont 3 points correspondants communs (non en ligne droite), ces corps coïncident (c'est-à-dire que tous leurs points correspondants coïncident).
En général, 2 droites n'ont pas de point commun ; lorsqu'elles en ont, on dit que les 2 droites se coupent.	En général, 2 corps n'ont pas de point correspondant commun ; lorsqu'ils en ont, on dira que les 2 corps se « coupent » ou qu'ils sont réciproques. (On vient de voir que l'intersection est toujours une ligne droite). On remarquera que lorsque 3 corps se coupent deux à deux, il existe *un* point correspondant commun aux 3 corps (car les 3 axes de rotation sont concourants). Il existe alors aussi (autour du point commun) un couronoïde contenant les 3 corps donnés.
2 droites qui se coupent définissent un plan (ce plan est celui du faisceau déterminé par les 2 droites).	3 corps qui se coupent définissent un hypercouronoïde (cet hypercouronoïde contient le couronoïde déterminé par les 3 corps et a même feuillet inverse que lui).

Un plan est un lieu tel que 2 droites quelconques de ce lieu se rencontrent toujours (en un point).

Lorsque 3 droites se coupent deux à deux (en 3 points), ces 3 droites sont situées dans un même plan et réciproquement.

Une *congruence linéaire* est le lieu des droites qui rencontrent 2 droites fixes (droites focales).

Un *hyperboloïde* est une monosérie de droites qui rencontrent chaque droite d'une autre monosérie.

Un hypercouronoïde [1] est un lieu tel que 2 corps quelconques situés dans ce lieu se coupent toujours (suivant une ligne droite) et 3 corps quelconques situés dans ce lieu se coupent toujours (en un point).

Lorsque 4 corps se coupent deux à deux (suivant 6 droites) ou trois à trois (en 4 points), ces 4 corps sont situés dans un même hypercouronoïde et réciproquement.

Une *tétrasérie linéaire* est le lieu des corps qui « coupent » *2 corps fixes* (corps focaux).

Une *trisérie linéaire* est le lieu des corps qui coupent chaque corps d'une *monosérie linéaire* (monosérie focale) et réciproquement.

Une *bisérie linéaire* est une bisérie de corps qui rencontrent chaque corps d'une autre bisérie linéaire, de sorte qu'il y a réciprocité entre les 2 biséries.

Etc., etc.

§ 3. — *Les corps rigides incomplets.*

Nous avons dit qu'il n'existe dans l'espace que 7 figures de pure position : *point, droite, plan, flèche, bouclier, drapeau* et *feuillet.* Comme le feuillet est équivalent à un corps rigide, on peut considérer les 6 premières figures comme des corps rigides *incomplets.* Chacune de ces figures, prise comme élément spatial, peut donner naissance à une géométrie propre. Il n'est pas nécessaire de parler des trois premières, qui sont bien connues ; quant à la dernière, la géométrie des feuillets, nous venons de l'esquisser ; il ne reste donc plus à examiner que les 3 géométries des flèches, des boucliers et des drapeaux (dans l'espace à 3 dimensions).

En attendant que l'on établisse les lois fondamentales de ces 3 géométries, je me bornerai aux remarques suivantes :

[1] Il est intéressant de remarquer ici que l'hypercouronoïde joue, en géométrie feuilletée, le même rôle qu'un *plan* en géométrie réglée.

1° *Géométrie des flèches :* Cinq coordonnées sont nécessaires pour définir la position d'une flèche MD dans l'espace. La forme la plus complète dans cette géométrie, c'est-à-dire la forme engendrée par une flèche soumise à une seule condition, est donc la *tétrasérie de flèches.* Quels sont les caractères d'une telle tétrasérie? En chaque point M de l'espace, les flèches MD d'une tétrasérie formeront un *cône* (dont le degré pourra servir à définir l'*ordre*[1] de la tétrasérie), ou plutôt un *demi-cône* car la droite D est orientée. Dans chaque plan P de l'espace, les flèches MD de la tétrasérie formeront, non pas une monosérie comme on le croirait au premier abord, mais une bisérie, car une même flèche MD est située dans une ∞' de plans différents; cette bisérie servira à déterminer la classe de la tétrasérie; on peut donc prévoir que *la tétrasérie de la première classe sera telle que dans un plan quelconque P, ses flèches formeront un couronoïde.* Enfin, sur une droite quelconque D de l'espace, toute tétrasérie possède un nombre fini de flèches MD ; la tétrasérie du premier ordre en possédera *deux,* correspondant chacune à l'un des sens de la droite D. Quelle sera donc la définition de la tétrasérie de flèches *du premier ordre et de la première classe* (si elle existe?) Il est possible que l'on doive recourir, ici encore, aux notions de symétrie. Il existe dans l'espace 3 sortes de symétrie : lorsqu'une figure F se déplace en restant symétrique d'une figure fixe F_0 par rapport à un *point* mobile a, on dit que la figure F subit un déplacement de *translation ;* lorsque F se déplace en restant symétrique de F_0 par rapport à un *plan* mobile A, la figure engendre un déplacement de *rotation ;* enfin lorsque F se déplace en restant symétrique de F_0 par rapport à une droite mobile α, le déplacement est dit de *torsion*[2].

Une torsion est un déplacement à 1, 2, 3 ou 4 paramètres, suivant que la droite mobile α décrit une surface réglée, une congruence, un complexe ou tout l'espace réglé. On peut donc considérer une torsion dans l'espace comme la généralisation d'une rotation dans le plan; et puisque dans le plan, le couronoïde est le lieu des flèches MD symétriques d'une flèche M_0D_0 par rapport à toutes les droites du plan (rotation à 2 paramètres), il est possible que dans l'espace la tétrasérie de flèches du premier ordre et de la première classe soit le *lieu des flèches MD symétriques d'une flèche fixe M_0D_0 par rapport à toutes les droites de l'espace* (torsion à 4 paramètres).

Quoi qu'il en soit, les trisérie, bisérie et monosérie de flèches du premier ordre s'obtiendront en recherchant les flèches communes à 2, 3 et 4 tétrasérie du

[1] Il ne s'en suit pas nécessairement que dans la tétrasérie du premier ordre ce cône soit du premier degré; il est plus probablement du second, car alors tout plan P passant par M couperait le demi-cône suivant 2 flèches correspondant aux 2 faces du plan P.

[2] Voir *Arch. des Sc. Ph. & Nat.* 1906.

premier ordre; et si k est le nombre (fini) des flèches communes à 5 tétraséries du premier ordre, il faudra

$k + 1$ flèches pour déterminer une monosérie du 1er ordre
$k + 2$ » » » bisérie » » »
$k + 3$ » » » trisérie » » »
$k + 4$ » » » tétrasérie » » »

2° *Géométrie des drapeaux:* En raisonnant sur les drapeaux comme nous venons de le faire sur les flèches, on verra facilement que: la forme la plus complète des systèmes de drapeaux est la tétrasérie; que tous les drapeaux DP d'une tétrasérie qui sont situés autour d'un même point M forment une bisérie (couronoïde dans le cas où la tétrasérie est du premier ordre); que tous les drapeaux DP d'une tétrasérie qui sont situés dans un même plan P forment une monosérie (dont la nature fixe la classe de la tétrasérie; enfin que tous les drapeaux DP d'une tétrasérie qui sont portés par une même droite D sont en nombre fini; que la tétrasérie du premier ordre est peut-être le lieu des drapeaux symétriques d'un drapeau fixe par rapport à toutes les droites de l'espace, etc., etc.

3° *Géométrie des boucliers:* La forme la plus complète est toujours la tétrasérie; dans toute tétrasérie, tous les boucliers MP autour d'un même point M forment une monosérie (qui enveloppe un *cône*), tous les boucliers MP dans un même plan P forment une monosérie (le point M décrit une *ligne* dans le plan P), enfin tous les boucliers MP portés par une même droite D forment aussi une monosérie (qui établit une correspondance entre les points M et les plans P de la droite D); la tétrasérie du premier ordre est peut-être le lieu des boucliers MP symétriques d'un bouclier fixe M_0P_0 par rapport à toutes les droites de l'espace.

Il est donc fort possible que les 3 géométries (flèche, bouclier, drapeau) ne forment en réalité qu'une seule géométrie trisexuelle; en effet leurs 3 éléments dépendent du même nombre de coordonnées; en outre le drapeau est dualistiquement la figure inverse de la flèche et une flèche MD détermine un bouclier MP (dont le plan P est le plan perpendiculaire à la droite D en M).

Remarquons pour conclure qu'il n'existe pas dans notre espace d'autres géométries fondamentales que les sept que nous avons énumérées, car il n'existe que 7 figures ne contenant aucun paramètre de grandeur et en outre ces figures forment un cycle fermé puisque, partant de l'élément spatial le plus primitif, le point, on aboutit au feuillet, qui est l'équivalent d'un corps rigide quelconque, c'est-à-dire de l'espace lui-même, puisqu'un corps rigide n'a ni forme ni limites. On peut donc dire que dans la géométrie des feuillets *c'est l'espace lui-même qui est pris comme son propre élément.*

REMARQUE

La figure que j'ai appelée « feuillet » ne doit pas être considérée comme se suffisant à elle-même, mais comme le *représentant d'un corps rigide*. En effet, toutes les définitions et tous les théorèmes que nous avons établis restent vrais lorsqu'on remplace le mot *feuillet* par *corps rigide*, comme je l'avais fait du reste dans la première partie de ma « Théorie géométrique du mouvement des corps » (Arch. des Sc. Phys. et Nat. 1902-1904). D'ailleurs l'étude analytique de M. Bricard montre qu'il en est bien ainsi.

Lorsque le géomètre remplace le corps rigide par un feuillet, il n'apporte donc pas de restriction au problème de l'étude des systèmes des corps rigides, pas plus que l'analyste en remplaçant le corps rigide par un trièdre de référence. Nous avons choisi le feuillet parce qu'il est l'expression géométrique la plus simple et la plus symétrique d'un corps rigide et parce qu'il permet de présenter les systèmes de corps rigides sous une forme saisissable à l'œil.

R. de S.

TABLE DES MATIÈRES

Pages

PRÉFACE 211

CHAPITRE I. — *Les sept branches de la géométrie* 213

CHAPITRE II. — *Géométrie des flèches dans un plan.* 218

CHAPITRE III. — *Géométrie des drapeaux autour d'un point fixe* 235

CHAPITRE IV. — *La géométrie des feuillets dans l'espace* 241

APPENDICE. *Les systèmes de corps solides* 254

RAPPORT

DU

PRÉSIDENT DE LA SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE

ET

D'HISTOIRE NATURELLE DE GENÈVE

POUR

L'ANNÉE 1909

PAR

M. le Dr John BRIQUET

Messieurs et honorés Collègues,

L'année 1909 aurait été pour notre Société une année de travail tranquille et régulier, susceptible de nous donner pleine satisfaction, si nous n'avions eu à enregistrer la perte de cinq de nos collègues. En 1908, c'était nos deux doyens Perceval de Loriol et Jacques Brun; en 1909 c'est un des plus jeunes de nos membres ordinaires : Francis Pearce. La mort nous a encore enlevé un membre honoraire, Anton Dohrn, et trois de nos anciens associés libres : Henri Pasteur, Ernest et Emile Pictet. Je reviendrai tout à l'heure sur la carrière de Francis Pearce et sur celle d'A. Dohrn. Permettez-moi de payer un tribut à la mémoire de nos trois associés libres. Ni les uns, ni les autres n'avaient fait de la science le but principal, ni même un but accessoire de leur activité. Cependant tous trois ont tenu à manifester leur intérêt pour les choses et les hommes de la science, tous trois ont estimé

utile et nécessaire d'encourager les efforts faits pour maintenir nos vieilles traditions genevoises de travail scientifique probe et désintéressé. L'un, Ernest Pictet, a joué un rôle saillant et bienfaisant comme homme politique, comme administrateur et comme financier, et plusieurs de ses fils sont au premier rang parmi les pionniers de la science, soutenant dans le domaine scientifique la réputation d'un nom connu et respecté. L'autre, Emile Pictet, a aussi rempli une carrière utile et appréciée comme homme d'affaires. Le troisième, Henri Pasteur, homme d'affaires aussi, avait fait presque toute sa carrière en Angleterre, mais il était très attaché à Genève où, dans sa propriété du Grand-Saconnex, il s'ingéniait à réunir et à cultiver une remarquable collection de plantes exotiques.

Les points les plus saillants dans l'ordre administratif au cours de l'année 1909 ont été les suivants :

L'assemblée du 21 janvier 1909 a appelé à la vice-présidence M. Fréd. Reverdin; elle a confirmé M. Arnold Pictet en qualité de trésorier; MM. C. Cailler et C. de Candolle ont été appelés à remplacer MM. E. Yung et Hochreutiner au sein de ce même comité.

Nous avons perdu, ainsi qu'il vient d'être dit, un membre ordinaire, M. Francis Pearce, trois associés libres MM. Emile Pictet, Ernest Pictet et Henri Pasteur, et un membre honoraire M. A. Dohrn. En revanche, MM. L.-W. Collet et Et. Joukowsky, tous deux géologues, ont été élus membres ordinaires; M. Herbert-E. Gans a été élu associé libre.

Dans la séance du 21 janvier, vous avez décidé d'élever le nombre des membres ordinaires de la Société à quatre-vingts. Cette mesure qui tient compte des conditions nouvelles amenées par le développement et l'extension des études scientifiques, et par le nombre croissant des personnes qui s'y vouent dans notre ville aura, espérons-nous, des résultats heureux. Elle pourra contribuer à rajeunir nos cadres et à amener toujours plus de vie et plus d'intérêt à nos séances.

Les séances spéciales de biologie ont eu lieu en 1908 au nombre de 4, et ont roulé sur les sujets suivants :

M. John Briquet. — *Les organes des sens dans le règne végétal.*

M. Arnold Pictet. — *Tropismes chez les insectes (sommeil, intelligence, instinct)*, avec démonstrations.

M. le prof. Ed. Claparède. — *Les méthodes de la psychologie animale.*

M. Eug. Pittard. — *La question de l'homme fossile dans le tertiaire et le quaternaire.*

Notre collègue, M. Arnold Pictet, avait bien voulu se charger entièrement de l'organisation de ces séances, ce qui a sans aucun doute motivé leur succès. Toutefois, on ne saurait se dissimuler que l'obligation de rechercher des conférenciers

pour des séances régulièrement prévues entraine une perte de temps et des efforts considérables, et l'on ne saurait à la longue admettre que ce labeur retombe sur un seul. Cela est d'autant plus vrai que le nombre des sociétés s'occupant de biologie a beaucoup augmenté dans notre ville ces dernières années, et que leurs séances créent aux nôtres une concurrence redoutable. Sur la demande de M. Arnold Pictet, le comité de publication a décidé qu'en 1910 les séances auraient lieu non plus à date fixe, mais lorsque l'organisateur aurait un ordre du jour prêt. Nous espérons que, sous cette forme, les séances de biologie continueront à rendre des services et adressons à M. A. Pictet nos vifs remerciements pour la peine qu'il s'est donnée jusqu'à ce jour.

Pendant l'année 1908, il a paru le fascicule habituel des *Comptes rendus des séances*, in-8°, en extrait des *Archives des sciences physiques et naturelles*, et un fascicule de nos *Mémoires*, in-4° renfermant : 1° Règlement de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève, mis à jour au 13 février 1909; 2° Tableau des membres de la Société, mai 1909; 3° Rapport du président pour l'année 1908, par M. le prof. Ch. Sarasin, renfermant deux notices biographiques sur Jacques Brun (1826-1908) et Perceval de Loriol (1828-1908); 4° Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord, le bassin de la haute Wichéra, par Louis Duparc, avec la collaboration de Francis Pearce et M^me^ Tikanowitch (210 p., 32 figures, 1 carte, 4 pl. et 40 clichés dans le texte).

La Société de Physique, consultée par la Commission pour la publication des œuvres d'Euler en vue de la constitution d'un comité cantonal, a désigné dans ce but MM. les professeurs R. Gautier et C. Cailler, lesquels se sont adjoints M. le prof. H. Fehr. Sur la proposition de MM. Cailler et Gautier, la Société a voté pour la publication projetée une subvention de 1500 francs, témoignant ainsi de son intérêt pour cette œuvre gigantesque.

L'Université de Genève avait invité la Société de Physique à se faire représenter par son président au jubilé universitaire en juillet dernier. Votre président absent de Suisse à ce moment de l'année pour un voyage scientifique prolongé, n'a pu répondre en personne à cette aimable invitation, mais il a été avantageusement remplacé par le vice-président, M. F. Reverdin.

La délégation officielle de la Société de Physique à la réunion annuelle de la Société helvétique des Sciences naturelles à Lausanne était composée de MM. Fréd. Reverdin et J. Briquet. Rappelons à cette occasion que le Comité central de la Société helvétique passera de Bâle à Genève au 1^er^ janvier 1911, et que c'est pendant cette nouvelle période que sera célébré à Genève le centenaire de la fondation de la Société helvétique. Cette perspective a déjà fait l'objet de quelques travaux préparatoires ; ceux-ci vont passer au premier plan de nos préoccupations d'ordre administratif en 1910.

Enfin, la Société s'est associée, par l'envoi d'une adresse, à la célébration du 80me anniversaire de naissance de notre illustre membre correspondant, le conseiller intime L. Radlkofer, professeur de botanique à l'Université de Münich.

La Société de Physique a reçu en don de quelques-uns de ses membres les publications suivantes :

M. le prof. Ch. Sarasin : *Revue géologique suisse* pour l'année 1908.

M. le Dr B.-P.-G. Hochreutiner : *Un nouveau Baobab*, et *Sertum madagascariense*, deux broch. in-8.

M. le prof. M. Bedot : *Voyage scientifique dans l'Archipel malais*, par M. Bedot et C. Pictet, t. II.

En fait d'échanges nouveaux de nos mémoires ou de nos comptes rendus, il convient de signaler les suivants :

Institut géologique de Roumanie.

Société des sciences naturelles de Varsovie.

Nassauischer Verein à Wiesbaden.

NOTICES BIOGRAPHIQUES

FRANCIS PEARCE

1873-1909

Le 10 juillet 1909 un télégramme annonçait la mort à Siguiri (Guinée française) d'un jeune savant, Francis Pearce, dont la carrière, pour courte qu'elle ait malheureusement été, restera toujours comme un exemple de ce que peut l'intelligence, lorsqu'elle est secondée par une indomptable énergie.

Francis Pearce naquit à Genève le 19 juillet 1873 d'un père d'origine anglaise et d'une mère allemande, mais alliée à une famille genevoise. Il fit ses premières études à l'école primaire, puis il passa au collège, dont il suivit la section classique, et se fit, dès le début, remarquer par son application. Malheureusement, la mort prématurée de son père vint brusquement interrompre ses études. Obligé de subvenir à ses besoins le plus rapidement possible, il entra en apprentissage chez

un mécanicien. Après trois années de travail à l'atelier, il devenait un excellent ouvrier, apprécié de ses chefs pour son intelligence et l'exactitude de son travail. Cependant, l'esprit actif de Pearce ne pouvait se contenter de ce labeur journalier; il cherchait par tous les moyens possibles à se développer. Les cours du soir lui permirent de continuer ses études secondaires. Il suivit entre autres un cours de Samaritains qui lui donna l'idée d'essayer de devenir médecin. Quelques camarades qui préparaient alors au gymnase leur examen de maturité l'engagèrent vivement à en faire autant et travaillèrent avec lui ; le succès vint récompenser ces efforts: Pearce pouvait dès lors envisager l'avenir avec plus de confiance.

En poursuivant des études de médecine, Pearce n'aurait pu mettre à profit sur une grande échelle les connaissances pratiques étendues qu'il avait acquises dans le domaine de la mécanique. C'était aussi l'avis des amis auxquels je viens de faire allusion. Un de ceux-ci, M. B.-P.-G. Hochreutiner, travaillait à ce moment dans le laboratoire de M. le prof. Duparc. Connaissant l'esprit libéral de ce maître, il lui demanda la permission, aussitôt accordée, de lui amener Pearce, ouvrier mécanicien qui venait d'enlever son certificat de maturité, pour ainsi dire à la force du poignet.

« Un jour, dit M. Duparc, je vis arriver au laboratoire un jeune homme à la mine éveillée, qui me demanda l'autorisation de travailler au laboratoire à partir de six heures du soir. Etonné d'une demande aussi insolite, je le questionnai et appris que ce jeune homme, qui était Pearce, avait subi avec succès ses examens de maturité en étant ouvrier, qu'il se disposait à continuer ses études à l'Université, mais que, retenu à l'atelier pendant la journée, il n'avait à sa disposition que sa soirée pour s'initier aux travaux de laboratoire. J'eus tout de suite le sentiment que j'avais devant moi une personnalité : je l'autorisai à venir depuis six heures au laboratoire et, après avoir suivi son travail pendant quelques mois, j'arrivai à la conviction qu'il y avait en lui l'étoffe d'un futur savant. Mais, comprenant aussi qu'il ne pourrait pas toucher au but dans les circonstances difficiles au milieu desquelles il se débattait, je me décidai à lui proposer de devenir mon assistant pour lui permettre d'achever ses études.

« Deviner son étonnement à l'ouïe de cette proposition est chose impossible; il ne voulait pas croire que la proposition était sérieuse, et se trouvait incapable de remplir cette fonction. Je le rassurai cependant en lui montrant que, seul directeur de l'enseignement, je prenais sa nomination sous ma responsabilité, et je n'oublierai jamais avec quelle joie il se décida alors à accepter ce parti inattendu. Il quitta dès lors l'atelier et se mit au travail avec acharnement. »

Les résultats de cette application ne se firent pas attendre. En 1895, Pearce subissait avec succès les examens du baccalauréat en mathématiques, et dès 1896

il commençait à se faire connaître, en publiant sa première note, en collaboration avec son maître M. Duparc, sur les microgranulites du Val Ferret. En 1898 déjà il était brillamment promu docteur en sciences physiques, avec une thèse intitulée: *Recherches sur le versant Sud-Est du massif du Mont-Blanc* (Genève 1898, avec 11 pl.). Dès lors, Pearce était lancé et ne devait, jusqu'à sa mort prématurée, cesser de produire des travaux qui lui ont conquis l'estime générale.

La caractéristique de Pearce, comme chercheur, c'est la solidité et l'étendue de ses connaissances dans les domaines très divers des mathématiques, de la physique, de la minéralogie et de la géologie, connaissances qu'il est fort rare de trouver réunies à un pareil degré chez un seul homme. C'est encore son esprit clair, méthodique, précis, qui lui permettait de saisir d'emblée une question, d'en disséquer les éléments, de discerner par quel côté elle doit être attaquée pour être le plus rapidement et le plus complètement résolue. Nous ne pouvons songer ici à donner une étude détaillée des travaux de Pearce, laquelle exigerait la compétence d'un spécialiste. Bornons-nous à l'aperçu suivant.

Les recherches de Pearce — presque toutes exécutées en collaboration avec M. Duparc, quelques-unes avec d'autres élèves du même laboratoire, tels que MM. Ritter et Mrazec — ont principalement roulé sur des questions de pétrographie et ont paru dans les *Archives des sciences physiques et naturelles*, dans les *Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris*, dans le *Bulletin de la Société minéralogique de France*, dans nos *Mémoires*, etc. Parmi les plus étendus de ces mémoires, il faut citer, outre sa thèse, l'étude pétrographique et géologique sur *Les roches éruptives des environs de Minerville, Algérie* (1900), les *Recherches géologiques et pétrographiques dans l'Oural du Nord* (1902, 1904 et 1909) et le premier volume d'un *Traité de technique minéralogique et pétrographique* (1907). Mais les nombreuses notes plus courtes qu'il a données sans interruption depuis 1896 ne sont souvent pas moins importantes par la valeur des faits qui y sont relatés.

Dans un domaine intimement lié à la pétrographie, celui de la cristallographie proprement dite, Pearce a produit toute une série de travaux, publiés également avec M. Duparc, dans lesquels il a pu utiliser ses sérieuses connaissances mathématiques et sa sagacité extraordinaire pour résoudre les questions les plus ardues de l'optique. Depuis la note sur les *Applications des sections en zone à la détermination des feldspaths* (*Arch.* 1897), jusqu'à ses articles récents parus dans le *Zeitschrift für Krystallographie*, relatives aux extinctions des diverses faces d'une zone d'un cristal biaxe et aux propriétés optiques des cristaux en lumière réduite, il ne s'est guère écoulé d'année sans que sa plume active n'ait été employée à rédiger quelque découverte cristallographique.

Un troisième domaine dans lequel Pearce s'était acquis une grande maîtrise était celui de la combinaison d'instruments optiques destinés à faire progresser sa science de prédilection, celle des cristaux. Son ancienne profession lui avait fait la main au côté pratique de la construction des instruments. On voit de quel outil Pearce disposait, en unissant sa science de mathématicien à l'habileté technique de l'ouvrier mécanicien. L'exemple le plus saillant que Pearce ait donné de sa capacité dans ce domaine est fourni par la construction du réfractomètre qui porte son nom, instrument d'une précision extrêmement délicate, permettant de mesurer plus facilement qu'on ne l'avait fait jusqu'alors les indices de réfraction des cristaux en lames minces.

Dans l'enseignement, la courte carrière de Pearce a été active et féconde. Assistant de M. le professeur Duparc dès 1895, il était nommé en 1900 professeur de physique à l'Ecole professionnelle, puis, en 1901, professeur de physique et de minéralogie au Technicum. Enfin le 27 décembre 1907, il était nommé professeur extraordinaire de gîtes métallifères à l'Université. A l'Université comme dans les institutions secondaires, il a été constamment apprécié de ses élèves qui estimaient en lui le maître savant et clair.

La chaire dont Pearce avait été nommé titulaire en 1907 était destinée à répondre aux besoins d'élèves se destinant à la carrière de la prospection. Le jeune savant était désigné pour cet enseignement par le fait qu'il avait déjà accompagné M. Duparc dans plusieurs voyages d'exploration en Russie, au cours desquels, dit M. Duparc, il fut un collaborateur aussi agréable que distingué. Cependant, sentant combien la pratique lui était nécessaire pour rendre son enseignement plus profitable aux étudiants, il aurait désiré pouvoir se livrer à un travail pratique original entrepris dans un pays lointain. Cette occasion ne tarda pas à lui être fournie: il accepta les fonctions difficiles de directeur des mines de Siguiri, qui étaient entièrement à créer dans la Guinée française.

Le Conseil d'Etat avait accordé à Pearce un congé d'un an. Il était parti plein d'entrain. Il réussit au delà de toute espérance, et son congé venait d'être prolongé de six mois, lorsque la mort inexorable est venue frapper ce vaillant pionnier de la civilisation, en plein succès, et au début d'une carrière qui s'annonçait brillante.

Nous ne voulons pas terminer cette trop courte notice sans rappeler ce que Pearce était comme caractère. Modeste, extrêmement consciencieux, il avait gardé des années difficiles du début une bienveillance pour les autres, dont tous ses élèves ont bénéficié. L'auteur de ces lignes a eu l'honneur d'avoir Pearce sous ses ordres comme simple milicien, et il se rappelle avec émotion la simplicité avec laquelle il accomplissait les plus humbles devoirs, l'excellent esprit dont il témoignait envers ses camarades quels qu'ils fussent. La courte carrière de Pearce n'aura pas été

inutile. Si sa famille et ses amis conservent pieusement le souvenir du disparu, si l'histoire de la science réserve à son nom une place honorable, les qualité de cœur et de volonté qu'il a manifestées resteront comme un exemple à imiter, les succès qu'il a obtenus resteront aussi comme un encouragement pour ceux qui commencent et qui veulent travailler.

ANTON DOHRN

(1840-1909)

Anton Dohrn, décédé le 26 septembre dernier à Münich, était né le 29 décembre 1840 à Stettin. Après avoir achevé ses études aux universités de Koenigsberg, Bonn, Jena et Berlin, il prit son grade de Docteur en 1865, et devint privat-docent, puis professeur extraordinaire à Jena, où il fut successivement élève et collègue de Haeckel.

C'est en travaillant à Messine, ville alors très en vogue auprès des zoologistes comme lieu de séjour pour les naturalistes étudiant les animaux marins, qu'il conçut l'idée d'y créer une station à l'usage des Universités, mettant à la disposition des travailleurs toutes les ressources de laboratoire au voisinage immédiat de la mer. Pendant qu'il était en pourparlers à Messine, le professeur Dohrn reçut de la municipalité de Naples l'offre d'un terrain à la Via Reale. Cette proposition inattendue fut naturellement acceptée, et ayant réuni les fonds nécessaires, il y fit construire l'édifice bien connu de tous, dont l'aquarium célèbre attire tous les jours la foule des savants et des curieux. Dès lors, Dohrn se voua tout entier à la direction de la station de Naples et en fit un centre d'études international de premier ordre, principalement pour les zoologistes, mais aussi pour les botanistes. Ses efforts tendirent à perfectionner constamment la station de Naples, et depuis deux ans, cette dernière a été augmentée d'un laboratoire de physiologie et d'un laboratoire de chimie physiologique. Dès le début, les travaux exécutés à Naples ont paru dans deux périodiques devenus rapidement classiques savoir : *Fauna und Flora des Golfes von Neapel,* 32 volumes in-4°, et *Mitteilungen der zoologischen Station in Neapel*, in-8°.

Les recherches personnelles de Dohrn ont porté sur divers groupes d'animaux, tels que les Arthropodes et les Pantopodes du golfe de Naples, mais ce qui a surtout rendu son nom célèbre parmi les zoologistes, ce sont ses travaux sur l'ontogénie des formes animales intermédiaires entre les Invertébrés et les Vertébrés, ainsi que sur

l'origine phylogénique de ces derniers. Pour Dohrn, le point de départ des Vertébrés doit être cherché parmi les Annélides. Dès 1875, dans un opuscule intitulé : « L'origine des Vertébrés et le principe du changement de fonctions », il soutenait la thèse qui vient d'être énoncée, et admettait que les Tuniciers et l'*Amphioxus* sont, non pas des formes réellement intermédiaires entre Invertébrés et Vertébrés, mais des Vertébrés simplifiés par réduction. Il se livra, pour donner une base sérieuse à sa théorie, à une longue série de recherches comparées sur les Vertébrés, en particulier sur les Cyclostomes, les poissons cartilagineux et osseux, lesquelles ont paru de 1881 à 1907 sous le titre général de : *Studien zur Urgeschichte des Wirbelthierkörpers*. Sans doute, toutes les hypothèses et toutes les conclusions de l'auteur ne seront pas également acceptées ou seront longtemps discutées, mais ce qui restera de cette œuvre, c'est le trésor de faits qu'elle renferme. D'ailleurs, même les hypothèses contestables ont encore ce mérite, lorsqu'elles émanent d'un savant tel que Dohrn, d'ouvrir des horizons plus étendus, et d'aiguiller les recherches dans des directions nouvelles.

Le conseiller intime A. Dohrn, que notre Société s'était attaché en 1897 en qualité de membre honoraire, laisse une trace profonde en zoologie, non seulement par ses nombreux et importants travaux personnels, mais encore par les grands progrès que la création de la station zoologique de Naples a fait réaliser dans la connaissance de la vie méditerranéenne.

ACTIVITÉ SCIENTIFIQUE DE LA SOCIÉTÉ

Au cours des 16 séances tenues en 1909 par notre société, un nombre considérable de communications scientifiques a été présenté. La majorité de ces dernières se rapporte aux sciences physiques, sans cependant que les branches biologiques aient été négligées, ainsi qu'il ressort du résumé suivant.

Mathématiques.

M. R. DE SAUSSURE, reprenant ses recherches antérieures sur la géométrie du feuillet, nous a entretenus des travaux analytiques de M. Bricard relatifs au dit feuillet. Les 8 coordonnées définies pour cette figure sont analogues aux 6 coordonnées

de la droite, démonstration qui établit un lien entre les géométries de la droite et du feuillet. Dans une seconde communication, M. de Saussure a montré que les systèmes de feuillets sont équivalents aux systèmes des corps solides. La géométrie basée sur le feuillet est la plus riche et la plus générale qui se puisse concevoir dans notre espace à trois dimensions, puisqu'elle ferme le cycle des géométries dans l'espace. Enfin dans une troisième communication, faisant suite aux précédentes, M. de Saussure nous a parlé des systèmes de corps solides cotés. Un corps solide coté est un corps ordinaire affecté d'un paramètre ou cote : il équivaut à une pentasérie linéaire de corps. Deux corps cotés A et B sont dits réciproques lorsqu'ils remplissent la condition :

$$h \operatorname{tang} \frac{\theta}{2} = a + b$$

a et b étant leur cote, h et θ la translation et la rotation du mouvement hélicoïdal qui permet de passer de A à B. Le système fondamental d'où l'on déduit tous les autres est le système de tous les corps cotés réciproques d'un corps coté fixe ; ce système est une hexasérie.

Physique.

M. le prof. Ch.-Eug. Guye nous a fait part des résultats d'un travail, fait en collaboration avec M. Ratnouski, sur l'inertie électromagnétique des rayons cathodiques de grande vitesse. En perfectionnant le dispositif de Starke, MM. Guye et Ratnouski sont arrivés à la conclusion que la formule de Lorentz s'applique mieux aux phénomènes observés que celle d'Abraham, surtout dans les très grandes vitesses.

M. le prof. Ph.-A. Guye nous a entretenus des causes d'erreur que présente la réduction au vide des poids apparents des poudres. Il résulte de ces recherches que dorénavant les pesées de corps pulvérulents, faites en vue des déterminations de poids atomiques, devront être faites dans des récipients où l'on puisse faire le vide.

M. Lucien de la Rive a parlé des recherches qu'il a entreprises avec M. le prof. Ch.-Eug. Guye sur l'orientation dans une agglomération de petits aimants. Ces recherches ont confirmé les résultats obtenus en 1890 par Endress, et les ont étendus à des conditions d'équilibre mutuel plus générales en supprimant l'action magnétique terrestre.

M. L. de la Rive a aussi présenté une communication sur les lignes de force magnétiques dans le champ d'une couche sphérique aimantée. L'équation de ces lignes est analogue à celle des lignes d'aimantation de la couche sphérique et, à

partir de la circonférence extérieure, elles ont pour asymptote une parallèle à l'axe du champ d'induction.

Le même nous a parlé des centres de gravité magnétiques. L'auteur prend en considération des masses fictives égales en valeur absolue à la somme des masses positives et négatives, et les suppose placées au centre de l'élément de volume.

M. T. Tommasina nous a lu ses notes 12 à 26 traitant de diverses questions générales de physique théorique. Les principaux points successivement abordés par notre collègue sont les suivants : réponse aux notes de M. L. de la Rive sur la pression de la lumière ; sur la contradiction apparente entre la cohésion moléculaire et les répulsions aux très petites distances ; comment l'on doit interpréter le concept de Denis Poisson sur le mode de propagation de la lumière en ligne droite ; de la différence irréductible entre les hypothèses mécaniques et les hypothèses symboliques abstraites ; sur la modification fondamentale qu'apporte à la physique théorique l'hypothèse de l'électron ; premières notions pour une mécanique de l'électron ; considérations sur la physique de la gravitation, qui établissent théoriquement une désagrégation atomique dans les tubes à vide sous l'action des décharges périodiques ; nouvelles considérations sur la physique de la gravitation, traitant de la question de la trajectoire réelle des planètes, des comètes, et de la nature des nouvelles fonctions astronomiques non-newtoniennes ; remarques sur la propagation de la lumière dans un milieu indéfini ; enfin, considérations sur les fonctions réciproques des notions fondamentales.

Le même, dans une note sur de nouveaux appareils pour l'étude méthodique des phénomènes sismiques, a décrit deux indicateurs de tremblements de terre destinés à compléter les appareils actuels. Ce sont des détecteurs électriques macrosismiques n'indiquant que les secousses locales d'une certaine intensité et qui, reliés aux stations sismologiques, font tracer aux appareils enregistreurs le nombre, la durée, l'intensité et la direction des secousses locales.

M. le prof. Weiss, de Zurich, nous a fait une instructive conférence sur des expériences récentes faites à de très basses températures.

Chimie.

M. Fréd. Reverdin a préparé, en collaboration avec M. De Luc, des dérivés de paraminophénol, dans lesquels les groupes hydroxyle et amine ont été substitués par les radicaux : toluine sulfonyle, benzoyle, méthyle et éthyloïque, deux résidus différents étant alternativement introduits dans la molécule. L'auteur nous a exposé la composition et les propriétés des divers dérivés nouveaux ainsi obtenus.

M. le prof. Amé Pictet a entretenu la Société, dans deux communications successives, de ses recherches sur les alcaloïdes de l'opium. Ces alcaloïdes sont actuellement au nombre de 22 connus. M. Pictet a réussi à opérer d'abord la synthèse de l'un de ces alcaloïdes, la laudanosine, en partant de l'homovératrylhomo vératrylamine. Puis, en se servant de méthodes analogues, il a réussi à obtenir synthétiquement un deuxième alcaloïde, la papavérine.

Géologie et géographie physique.

M. Albert Brun a continué à nous faire part de ses importantes recherches relatives au volcanisme. Il nous a d'abord parlé des gaz trouvés par lui dans les obsidiennes. L'obsidienne du Krakatoa donne, à la température de l'explosion (871°), 82,04 % de chlore, le reste étant fourni par SO_2, CO_2 et Az. A Lipari, l'acide chlorhydrique forme le 90 %, et l'azote 10 %. Dans une seconde communication, M. Brun a montré que cette première émission de gaz est suivie d'une exhalaison secondaire, si on oxyde le résidu. Dans ce second dégagement, c'est le gaz carbonique qui prédomine.

Dans le même ordre d'idées, M. Grossmann nous a parlé de la présence d'hydrocarbures solides dans quelques minéraux, et des observations qu'il a faites à ce sujet sur une obsidienne de Lipari et des laves du Vésuve.

M. L. Collet a exposé ses recherches sur le néocomien du massif de la D^t du Midi. L'auteur ayant retrouvé dans ces parages les *Hoplites Boissieri* et *Calisto*, il se base sur ces fossiles pour affirmer dans le massif Dent du Midi - Pic de Tanneverge la présence de l'infravalanginien.

Le même a entretenu la Société de ses observations stratigraphiques faites au cours d'un voyage à l'île de Majorque. La structure de l'île est imbriquée et non pas faillée ; la série basale, qui forme la côte occidentale, représente les restes d'un plissement datant du Trias et du Lias. Quant aux calas de la côte, M. Collet les envisage comme étant dues uniquement à l'érosion marine.

Le même, a étudié en collaboration avec M. J. Lambert, des Clypéastres du Miocène de Majorque provenant des collections de l'archiduc Louis Salvator. Les auteurs ont reconnu la présence, non encore signalée à Majorque, de quatre espèces, dont l'une *(Clypeaster Ludovici-Salvatoris)* est nouvelle.

Enfin M. Collet a attiré l'attention sur la présence de calcaires et brèches dolomitiques dans le lias moyen du Mont Arvel (préalpes médianes).

M. le prof. Duparc nous a communiqué une note sur des amphiboles du groupe de la glaucophane. Cette étude fait suite aux travaux du même auteur sur les schistes cristallins de la région de la Wichéra.

M. le prof. SARASIN a communiqué ses observations sur un glissement de boue qui s'est produit récemment sur le flanc des Voirons au-dessus du village de Machilly.

Botanique.

M. J. BRIQUET a présenté une étude sur l'organisation de l'embryon dans l'*Erodium cicutarium* (Géraniacées) et les espèces voisines.

LE MÊME a parlé des *pozzines*, catégorie de tourbières spéciale aux hautes montagnes de la Corse. Il énumère les caractères propres à cette curieuse formation et les traits physiques et biologiques qui permettent de la distinguer des tourbières du type des sagnes. Ces dernières ne sont représentées en Corse que par les taches dans les étages subalpin et alpin, et par la curieuse tourbière circumlacustre de Creno, dont l'auteur a fait une étude détaillée au cours de son dernier voyage en Corse en 1908.

LE MÊME a exposé le résultat de ses recherches sur les trois principaux groupes de formations végétales caractéristiques pour la Corse : la *silve*, le *maquis* et la *garigue*.

Enfin, M. Briquet a soumis à la Société les résultats d'une revision systématique du genre *Narthecium* (Liliacées), avec la description d'une espèce nouvelle d'Orient, le *N. Balansae*.

M. B. P. G. HOCHREUTINER a entretenu la Société de ses recherches sur le genre *Arthroclianthus*. Il insiste sur les grandes analogies qui unissent ce genre de Légumineuses de Nouvelle-Calédonie, avec le genre *Ougenia* de l'Indoustan. Ces deux groupes appartiennent aux Phaséolées et non pas aux Hédysarées, comme on l'a cru jusqu'à présent.

Zoologie.

M. le prof. M. BEDOT nous a parlé de la faune pélagique d'Amboine, dont les matériaux ont été rapportés du voyage fait avec Camille Pictet. Cette faune comprend environ 120 espèces étudiées, sur lesquelles 87 se retrouvent dans l'Atlantique ; il y a 13 espèces nouvelles.

M. J. CARL a fait une communication relative à la faune de la région de l'Afrique centrale comprise entre le lac Victoria et le lac Albert, région qu'il a eu l'occasion d'explorer l'année dernière. L'auteur a spécialement étudié les Diplopodes. Aux 16 espèces décrites par Silvestri, M. Carl a ajouté 28 espèces nouvelles. Le territoire étudié ne se rattache ni à la faune réellement occidentale, ni à la faune typique orientale.

M. Arnold Pictet nous a fait part des résultats de ses recherches sur l'histologie de la muqueuse buccale et intestinale des poissons cyprinoïdes, décrivant les différents genres de cellules qu'il a rencontrées dans la cavité buccale et dans l'œsophage de ces animaux. Ceux-ci ont un intestin, mais pas d'estomac proprement dit, et les glandes à pepsine leur font défaut.

M. le prof. E. Yung a entretenu la Société des cellules sensorielles chez les mollusques pulmonés. Chez différentes espèces de ces animaux, telles qu'*Helix*, *Arion*, *Limax*, etc., l'auteur a observé deux sortes de cellules sensorielles, composées d'un noyau très gros et d'une mince enveloppe plasmique. Les expériences de M. Yung font croire que parmi ces cellules, les unes sont tactiles, tandis que les autres — qui s'allongent lorsque l'animal est placé dans l'eau — seraient le siège du sens de l'humide.

Physiologie.

M. Fréd. Batelli et M^lle^ Stern nous ont communiqué le résultat de leurs expériences relatives à la respiration tissulaire. Il résulte de ces expériences que la respiration comprend deux séries de phénomènes distincts : les uns en rapport avec la vie et non susceptibles actuellement d'une explication détaillée (respiration vitale), les autres indépendants de la vie, puisqu'ils persistent après la mort. Cette dernière respiration est appelée par les auteurs respiration *fermentative*, parce qu'elle est concomitante de l'existence d'un ferment uricolytique qui absorbe l'oxygène, en dégageant l'acide carbonique. Cette respiration serait une source de chaleur et antitoxique.

M. le prof. J.-L. Prévost nous a présenté les résultats d'une thèse, faite sous sa direction par M. Gaurat, et relative aux contractions des muscles bronchiques. Ces observations ont été faites sur des chiens et des cobayes au moyen de l'oncomètre.

M^lle^ Lina Stern nous a donné les résultats des recherches qu'elle et M. Batelli ont continué de poursuivre sur le ferment uricolytique. Ces auteurs ont isolé un ferment, l'uricase, qui oxyde l'acide urique et qui se trouve dans le rein et le foie des mammifères, mais non pas chez l'homme.

Médecine.

Les deux communications de M. Ch. Du Bois ont intéressé à la fois les médecins et les botanistes. — L'auteur a d'abord relaté un curieux cas de trichosporie constaté chez une femme. L'espèce étudiée ne peut être rattachée à aucun *Trichosporum* connu, et offre cette particularité de ne se développer qu'en présence du

sucre, ce qui a permis de constater le diabète chez la malade. — Dans une seconde communication, M. Du Bois nous a parlé d'une épidémie parasitaire constatée chez des souris dans une maison de notre ville, et due à l'*Achorion Quinckeanum*. L'auteur pense que ce champignon possède une phase parasitaire sur des végétaux et a été transmis aux souris par les graines entassées dans un grenier, ce qui expliquerait la localisation du parasite autour du museau des rongeurs.

Psychologie.

M. le prof. Ed. Claparède a fait une courte communication sur l'emploi de la méthode dite d'économie pour l'étude de l'hérédité des habitudes acquises.

Anthropologie et préhistoire.

M. Eug. Pittard a présenté à la Société un résumé de ses récentes recherches sur diverses stations paléolithiques qu'il a découvertes dans la Dordogne. Les trouvailles faites par l'auteur font remonter au delà de l'époque solutréenne l'emploi des os pour y tracer des figures.

PUBLICATIONS

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

La Société peut disposer de deux collections complètes de ses *Mémoires.* (Tomes 1-35 et volume du centenaire.) Pour traiter, s'adresser au secrétaire des publications. (Adresse de la Société : M. le secrétaire des publications de la Soc. de physique, P. A. : au Museum d'hist. naturelle, Genève, Suisse.)

Comptes rendus des séances de la Société (in-8°). Tomes I-XXVI (1884-1909). Prix Fr. 25

Liste des publications des membres de la Société (1883) in-8° avec supplément (1896) Prix . . . . . Fr. 4

Imprimerie Albert Kündig, Genève.

MÉMOIRES

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE

ET

D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

Volume 36

Fascicule 3. — (Aout 1910)

LES MINÉRAUX DES PEGMATITES
des environs d'Antsirabé à Madagascar

PAR

L. DUPARC, M. WUNDER et R. SABOT.

GENÈVE
GEORG & Cie
BALE et LYON même maison.

PARIS
G. FISCHBACHER
33, rue de Seine.

Prix : 12 Fr.

TABLE DES MATIÈRES

DU

FASCICULE 3, VOLUME 36

Les minéraux des pegmatites des environs d'Antsirabé à Madagascar, par Louis Duparc, professeur à l'Université et M. Wunder et R. Sabot, assistants au laboratoire de minéralogie de Genève.

Avec 51 figures et 40 clichés dans le texte.

MÉMOIRES
DE LA
SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE DE GENÈVE
VOLUME 36, FASCICULE 3.

LES MINÉRAUX DES PEGMATITES

DES ENVIRONS

D'ANTSIRABÉ A MADAGASCAR

PAR

Louis DUPARC
Professeur à l'Université de Genève

ET

M. WUNDER | **R. SABOT**
Assistants au laboratoire de minéralogie de l'Université.

Avec 40 clichés hors texte et 51 figures.

PRÉFACE

L'an dernier j'ai eu l'occasion de visiter en détail une série de gisements de pegmatites fort intéressants, situés dans les environs d'Antsirabé et d'Ambositra. Ces gisements qui sont la propriété de M. A. Girod, prospecteur à Antsirabé, fournissent des très belles gemmes qui se trouvent dans les pegmatites à l'état de minéraux accessoires, et qui tout récemment ont fait leur apparition sur le marché européen. Parmi celles-ci il faut citer plusieurs variétés d'aigue-marine d'un bleu d'une pureté admirable, un beryl rose limpide et d'une teinte très délicate, divers types de rubellites, et enfin un grenat jaune de la famille de la spessartine. J'ai également eu l'occasion de visiter d'autres gisements voisins de ceux de M. Girod, qui sont la propriété de divers particuliers ou de sociétés déjà constituées depuis plusieurs mois, et qui ont également fait l'objet d'une exploitation en vue des gemmes. Chemin faisant, j'ai aussi pu étudier la géologie des régions que j'ai

parcourues et j'ai rapporté de mon voyage un matériel minéralogique et pétrographique considérable dont j'ai de suite commencé l'étude avec la collaboration de nos deux assistants MM. Max Wunder et René Sabot; ce sont les résultats de cette étude qui font l'objet de ce travail. Celui-ci a surtout pour but de faire connaître les gisements des pegmatites et les espèces minéralogiques qui fournissent les pierres précieuses, nous y avons cependant ajouté la description pétrographique des roches intéressantes qui affleurent dans la région des pegmatites et dont nous avons pu établir les rapports mutuels. Notre ouvrage n'est qu'une contribution à la connaissance des minéraux des pegmatites et non une monographie complète, il est certain d'ailleurs que la liste des espèces s'allongera au fur et à mesure que les exploitations en cours seront plus avancées. Nous avons, cependant, poussé aussi loin que possible l'étude de notre matériel et si notre ouvrage présente quelques lacunes, notamment au point de vue cristallographique, elles ne résultent que de la nature de celui-ci.

Je tiens en terminant cette préface, à remercier toutes les personnes qui m'ont facilité mon voyage à Madagascar; et tout spécialement M. Adrien Girod, qui a été pour moi un guide aussi aimable que sûr dans la région des pegmatites. J'adresse aussi mes remerciements à M. le commandant Girod, ingénieur en chef et directeur des travaux publics de Madagascar et à M. Dorland, ingénieur civil qui m'ont accueilli avec la plus grande amabilité et m'ont fourni des indications précieuses pour utiliser au mieux mon séjour dans l'île.

Genève, juin 1910.

L. DUPARC.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

La liste complète des ouvrages qui traitent de la géologie, de la géophysique et de la minéralogie de Madagascar a été donnée jusqu'en 1906 par M. P. Lemoine, nous n'y reviendrons pas et nous bornerons à citer les travaux parus depuis lors sur les pegmatites et leurs minéraux constitutifs.

1. Paul LEMOINE. *Etude géologique dans le nord de Madagascar. Contribution à l'étude géologique de l'Océan Indien.* Paris, Thèse présentée à la Faculté des sciences, 1906. Lille, Bigot frères, imprimeurs.
2. A. LACROIX. *Notes sur la minéralogie du pays de Mahafaly.* Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 30, p. 36, 1907.
3. A. LACROIX. *Les minéraux des filons de pegmatite à tourmaline, lithinifère de Madagascar.* Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 31, p. 218, 1908.
4. A. LACROIX. *Sur quelques minéraux radio-actifs de Madagascar.* Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 31, p. 312.
5. A. LACROIX. *Sur la dauburite de Madagascar.* Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 31, p. 315.
6. A. LACROIX. *Notes sur deux roches éruptives de Madagascar.* Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 31, p. 318.
7. P. TERMIER. *Sur de gros cristaux de tourmaline de l'Ankaratra (Madagascar).* Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 31, p. 138.
8. A. LACROIX. *Sur l'existence de sables monazités à Madagascar.* Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 32, p. 313, 1909.
9. A. LACROIX. *Sur quelques gisements de corindon à Madagascar.* Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 32, p. 318, 1909.
10. A. LACROIX. *Sur la Hambergite de Madagascar.* Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 32, p. 320.
11. L. DUPARC, M. WUNDER et R. SABOT. Sur quelques minéraux des pegmatites. Archives des sciences physiques et naturelles. Genève, décembre 1909.

12. A. Lacroix. *Nouvelles observations sur les minéraux des pegmatites de Madagascar*. Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 33, p. 37, 1910.

13. L. Duparc, M. Wunder et R. Sabot. *Contribution à la connaissance des minéraux des pegmatites de Madagascar*. Note sur le béryl de divers gisements situés dans les environs d'Antsirabé. Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 33, p. 53, 1910.

PREMIÈRE PARTIE

ÉTUDE DES GISEMENTS DE PEGMATITES

CHAPITRE PREMIER

Géologie de la région des pegmatites.

§ 1. Coup d'œil sur la géologie de l'île de Madagascar. — § 2. Disposition des formations dans la région étudiée. — § 3. Caractères généraux des filons de pegmatite.

§ 1. *Coup d'œil sur la géologie de l'île de Madagascar.*

La géologie de Madagascar est connue dans ses grandes lignes, grâce aux nombreuses explorations qui ont été faites dans les différentes parties de l'île; certaines régions, notamment celles du Nord qui avoisine plus ou moins Diego-Suares, a même fait l'objet d'un travail récent et relativement détaillé, publié par M. le Dr Lemoine[1], travail qui est accompagné d'une carte géologique au 1 : 200.000.

Le sol de Madagascar est en grande partie constitué par les formations archéennes, qui sont développées sur la côte orientale et sur toute la région qui forme les hauts plateaux (Imérina). Ces formations sont représentées par des roches cristallines les plus diverses, parmi lesquelles il faut signaler des gneiss variés, francs ou d'injection, des gneiss à pyroxène, des micaschistes, des micaschistes granulitiques, des amphibolites, puis aussi des quartzites et des cipolins. Ces différentes formations sont traversées en de nombreux endroits par des boutonnières de roches granitiques, qui sont parfois de dimensions considérables; le granit est en effet très commun sur les hauts plateaux et y présente des types variés comme

[1] Paul Lemoine, *Études géologiques dans le Nord de Madagascar*. Thèse, Paris, 1906.

structure et comme composition, mais presque partout il est plus ou moins profondément latéritisé. La latérite, de couleur généralement claire, rose ou rougeâtre, est excessivement développée sur l'Imérina; son épaisseur par endroits dépasse 20 mètres. Le granit affleure souvent au milieu de cette latérite en gros blocs plus ou moins isolés et de forme généralement arrondie; il constitue cependant aussi des crêtes et des montagnes assez étendues.

Sur certaines tranchées faites dans la latérite, notamment le long de la voie de la ligne de Tananarive, on peut observer des grosses boules de ce granit parfaitement frais ou à peine décomposé qui sont noyées dans la latérite et enveloppées d'une zone décomposée *in situ* qui est feuilletée et disposée en tuniques concentriques; c'est sans doute le reste d'une structure primitivement sphéroïdale du granit.

Les roches granitiques émettent de nombreuses apophyses dans les formations avec lesquelles elles entrent en contact, telle est l'origine première des innombrables filons granulitiques et pegmatoïdes que l'on rencontre dans toutes celles-ci.

Sur une notable partie de la côte orientale de l'île, notamment entre Tamatave et Mananjary, l'archéen est bordé par une mince bande de formations coralligènes qui servent de support à des petites dunes. La contrée plate qui se trouve entre ces dunes et la côte relativement abrupte formée par l'archéen, est occupée par une série de lagunes saumâtres et peu profondes, qui constituent la région des pangalanes.

Les terrains sédimentaires sont développés sur la côte occidentale et dans la partie sud de l'île; ils s'échelonnent du pleistocène au lias inclusivement; récemment dans le Sud-Ouest, on a trouvé le permien fossilifère. Le terrain tertiaire notamment le numullitique se trouve dans l'extrémité Sud-Ouest de l'île; sur la plus grande partie de la côte occidentale il fait défaut, et le crétacé est, sur une assez grande étendue, immédiatement suivi par des formations quaternaires et contemporaines.

Indépendamment du granit, les roches éruptives qu'on rencontre à Madagascar sont nombreuses et assez variées : citons en premier lieu des syénites néphéliniques qui ont été magistralement décrites par M. Lacroix[1]. Celles-ci sont développées dans le nord de l'île, notamment à proximité de la baie d'Ampasindava, puis dans les îles de Nosy-Bé, de Nosy-Komba, etc. Les principaux gisements de ces syénites ont été étudiées par M. Lemoine[2]; ces roches présentent une grande variété de types (foyaite, laurdalite, laurwikite, ditroite, etc.), elles sont accompagnées par

[1] A. Lacroix, *Les roches alcalines caractérisant la province pétrographique d'Ampasindara*. Nouvelles archives du Muséum, 4me série, t. IV.

[2] P. Lemoine, *loc. cit.*, Liste bibliographique, n° 1.

une série filonienne très caractéristique. Quant à leur âge, il ne saurait être déterminé avec précision, toutefois elles traversent manifestement en certains endroits les formations supérieures du lias, voire même celle du bathonien, et métamorphosent les roches sédimentaires encaissantes; ce métamorphisme a été étudié en détail par M. Lacroix.

A côté des syénites néphéliniques, il existe à Madagascar de nombreux centres volcaniques proprement dits, qui ont donné naissance à des épanchements de roches basaltiques. Ces épanchements ne sont pas tous contemporains, les plus anciens paraissent être aquitaniens, ce sont les coulées basaltiques de Babaomby étudiées par M. Lemoine; les volcans qui leur ont donné naissance sont démantelés en partie et la présence d'anciens cratères est probable mais pas certaine. Peut-être faut-il rapporter aussi à une époque relativement ancienne, certains volcans démantelés du centre de l'île, qui sont souvent voisins d'autres appareils volcaniques (cônes de débris) admirablement conservés dont la formation est de date certainement plus jeune. Les volcans récents sont d'ailleurs fort nombreux et échelonnés en divers points de l'île; un premier centre important est celui de l'Ambre dans la partie nord de Madagascar. M. Lemoine a observé une ligne de cratères parfaitement conservés et des coulées basaltiques séparés par des tufs. Un second centre se trouve dans l'île de Nosy-Bé où l'on peut voir des cônes de débris, des cratères-lacs, puis des tufs et autres produits de projections. Les roches sont ici des téphrites, des leucitites et des néphélinites. Un troisième centre est celui représenté par les volcans éteints de l'Itasi; on trouve en effet dans cette région un nombre considérable de cônes de débris souvent fort bien conservés, avec des coulées plus ou moins importantes qui occupent généralement les vallées actuelles. D'après Baron, les roches éruptives sont ici des basaltes, des andésites et des trachytes. C'est également à des manifestations éruptives récentes qu'il faut attribuer en partie les volcans du Bétafo au sud des massifs de l'Ankaratra, volcans qui ont émis des coulées basaltiques et dont les cônes sont parfois admirablement conservés. Des coulées et dykes phonolitiques ont enfin été observés en différents points de l'île.

La tectonique de Madagascar est encore peu connue. Dans la région des hauts plateaux, les couches archéennes plongent généralement vers l'Ouest, et là où les affleurements sont suffisamment nombreux et ou les chaînes sont rocheuses, on peut constater que ces formations sont plissées en anticlinaux ou synclinaux généralement déjetés vers l'Est. Quant à la région occupée par les terrains sédimentaires, elle est, d'après M. Lemoine, de structure relativement simple. Les couches, dont la succession est normale, sont généralement horizontales et ont un faible plongement. Les seuls accidents signalés par cet auteur sont des failles qui amènent loca-

lement des contacts anormaux dans la série sédimentaire. Les dislocations plus importantes ne font cependant pas défaut dans l'île ; elles se présentent sous forme d'accidents longitudinaux et transversaux. C'est à la première catégorie qu'il faut rattacher la grande faille de la côte Est de Madagascar, faille qui va de Fort-Dauphin au Cap Masaola et qui fort probablement se prolonge au delà, peut-être jusqu'aux Seychelles. Cette faille est presque rectiligne ; à l'Ouest de celle-ci, la région des hauts plateaux s'élève rapidement jusqu'à 1200 mètres environ, tandis que vers l'Est les profondeurs marines atteignent plus de 4000 mètres. C'est aussi aux accidents longitudinaux que se rattache la faille d'Andavakasy, qui est jalonnée par une ligne de volcans éteints, puis les cassures par lesquelles sont sortis les épanchements de l'Ankaratra et du Bétafo. MM. Gautier[1] et Lemoine[2] citent encore une série d'autres accidents longitudinaux ; quant aux dislocations transversales, elles consistent en trois grands seuils qui traversent en cols la région des hauts plateaux et qui paraissent dus à des phénomènes tectoniques, puis en plis orthogonaux dirigés à peu près Est-Ouest, qui ont été observés par Baron au Nord et au Nord-Ouest de Tananarive.

La région des hauts plateaux est abrasée et présente le caractère d'une pénéplaine ; les profils sont en général peu accentués (sauf dans la région des quartzites) et l'érosion a opéré ici son œuvre pendant une période incalculable. Cependant sur le bord oriental de l'île, les vallées ont un caractère très spécial ; elles sont encaissées, le type en est alpin en quelque sorte, et les cours d'eau qui les occupent sont torrentueux et accidentés. On a nettement l'impression que ces vallées ont dû être rajeunies, sans doute à la suite des dislocations qui ont affecté l'île dans une période récente.

§ 2. *Disposition des formations dans la région étudiée.*

La région des pegmatites que nous avons parcourue se trouve située en grande partie à l'Ouest d'une ligne qui suivrait sensiblement la route d'Antsirabé à Ambositra ; les gisements visités sur cette région appartiennent à deux centres distincts ; le premier, qui est de beaucoup le plus important, se trouve dans le voisinage plus ou moins immédiat d'Antsirabé ; il comprend les filons des environs de Mandrarivo, de Tongafena et d'Ambohimarina, ceux d'Antsongombato et de Tétésantsio, ceux de Tsilaisina, d'Antandrokomby et de la vallée de la Sahatany, et enfin ceux des

[1] E.-F. Gautier, *Madagascar : essai de géographie physique.* Thèse présentée à la faculté des lettres de Paris, 1902, Aug. Challamel, éditeur, Paris.

[2] P. Lemoine, *loc. cit.*, liste bibliographique, n° 1.

environs de Sahanivotry, sur la rive gauche de la Manandona. Le second, qui se trouve au Sud-Ouest d'Ambositra, comprend les filons de Fiérénana et d'Ambondromani. La contrée sur laquelle se trouvent ces différents filons forme une sorte de rectangle très allongé, qui mesure plus de 180 kilomètres de longueur du Nord au Sud, et de 25 à 30 kilomètres de l'Est à l'Ouest; elle n'a pas été parcourue sur toute son étendue, mais seulement dans les parties qui avoisinent plus ou moins les deux centres dont il a été question. La localité de Mandrarivo se trouve à environ douze ou treize kilomètres au Sud-Ouest d'Antsirabé; Antsongombato est à 25 kilomètres à l'Ouest ou mieux légèrement au Sud-Ouest d'Antsirabé, Tsilaisina se trouve à une trentaine de kilomètres au Sud-Sud-Est d'Antsongombato; Sahanivotry, enfin, est à une dizaine de kilomètres à l'Est, ou mieux légèrement au Nord-Est de Tsilaisina. Quant à Ambondromani, il est situé à une cinquantaine de kilomètres au Sud-Ouest d'Ambositra. Comme il n'existe pas une carte complète et détaillée de la région, les distances ainsi que les orientations indiquées doivent être considérées comme très approximatives, elles ont été établies en quelque sorte au juger.

La disposition géologique observée est la suivante : sur la bordure orientale du grand rectangle indiqué, on trouve, largement développée, une zone de roches granitiques (granits, granulites et gneiss d'injection) qui sont presque partout profondément altérées et transformées en une latérite de couleur blanche ou rosée mesurant, par endroits, plus de vingt mètres d'épaisseur. Cette latérite forme non seulement le sol des vallées, mais elle est aussi développée sur les pentes et jusque sur la crête des montagnes. Elle est souvent plus ou moins profondément ravinée par les ruisseaux ou même par les eaux sauvages qui, en certains endroits, y ont creusé de profonds sillons. Les affleurements de roche en place sont souvent assez rares, surtout dans la région voisine d'Antsirabé; on en observe quelques-uns cependant au milieu des latérites. Le granit est largement développé le long de la route d'Antsirabé à Ambositra, au Sud de la cluse de la Manandona; plusieurs belles variétés de schistes granitiques s'observent à Sahanivotry, sur la rive gauche de cette rivière.

Il convient de remarquer que là où les affleurements font défaut, comme les latérites produites par le granit et les gneiss sont identiques, il n'est pas possible de préciser celle des deux roches qui forme le sous-sol. Ce sont les granites acides (granulites) de cette zone qui constituent le soubassement des cônes qui se trouvent dans le voisinage d'Antsirabé, ceux-ci appartiennent à la région volcanique du Bétafo dont ils représentent les appareils situés le plus au sud. Ces cônes sont généralement en partie démantelés (comme le Vohitra ou l'Itavo, par exemple); il en existe cependant qui sont admirablement conservés et qui possèdent encore leur cratère. Tel est le cas pour le cône de scories de Tritriv, avec son cratère-lac. De

ces appareils se sont échappées de puissantes coulées qui recouvrent toute la région avoisinante et qui, bien que masquées par la végétation, forment parfois des accidents visibles dans la topographie. Les roches basaltiques qui les composent, sont aujourd'hui en partie altérées et donnent un sol noir très fertile, dont la couleur contraste vivement avec celle de la latérite et des roches granitiques qui forment leur soubassement.

A l'Ouest de la zone des roches granitiques et gneissiques dont il vient d'être question se présente une bande assez large de roches quartziteuses qui forment une série de rides orographiques plus ou moins parallèles. Ces quartzites sont de couleur blanche, en général assez finement grenues et toujours plus ou moins riches en mica; elles passent même aux quartzites micacées en devenant alors schisteuses, puis enfin aux micaschistes francs. Sur de nombreux profils on peut constater que ces schistes micacés sont toujours supérieurs aux quartzites; ils se trouvent généralement aux flancs des anticlinaux formés par ces dernières. Ces quartzites ont aussi très fréquemment un aspect qui rappelle celui du greisen, et ceci sur de grandes étendues; or, d'après ce que l'on peut voir en certains endroits, ces roches se trouvent en filons ou en filons-couches dans les quartzites saccharoïdes du type ordinaire.

Les quartzites ne latéritisent pas d'habitude, de sorte que là où elles se rencontrent, le roc nu affleure presque partout.

Une nouvelle zone plus étroite de calcaires métamorphiques fait suite à la bande des quartzites, vers l'Ouest. Ce sont des roches blanchâtres, friables, grenues, mais d'un grain variable, plutôt grossier, qui ressemblent à certains marbres. Quand elles se chargent de silicates, elles deviennent vertes, plus dures, cornéennes, et font à peine effervescence aux acides. Cette bande est bien développée dans le nord de la région étudiée; elle a été suivie du Nord au Sud sur plus de quinze kilomètres, et tout laisse supposer qu'elle se prolonge fort au delà vers le Sud.

Les quartzites réapparaissent à l'Ouest de la zone des cipolins et l'encaissent également de ce côté; c'est là que s'arrêtent nos recherches.

La zone des quartzites est, à fois réitérées, percée par des boutonnières de roches granitiques; souvent même ces quartzites ne forment qu'une mince croûte au-dessus du granit.

La disposition indiquée est celle qu'on peut relever dans la partie Nord de la région étudiée, et de même dans celle qui se trouve directement à l'Ouest, ou mieux, au Sud-Ouest d'Antsirabé; plus au Sud, aux sources mêmes de la rivière Sahatany, affluent de la Manandona, la disposition change un peu par le fait qu'une seconde bande de cipolins s'intercale dans la première zone des quartzites qui l'encaissent à

l'Est comme à l'Ouest. Cette bande, qui suit sensiblement la vallée de la Sahatany, se trouve immédiatement à l'Ouest de la longue chaîne de l'Ibity; vers le Sud, elle est coupée obliquement par la Manandona qui traverse et cluse la chaîne en question. Cette seconde bande de cipolins a été suivie sur plus de quinze kilomètres; elle se continue vers le Sud au delà de la coupure de la Manandona.

Partout où, sur ces différentes zones, des affleurements sont visibles, on peut constater que les couches y sont dirigées en moyenne Nord-Nord-Ouest; quant à leur plongement, il se fait généralement vers l'Ouest. Comme la région intermédiaire qui est comprise entre le centre voisin d'Antsirabé et celui qui se trouve au Sud d'Ambositra n'a pas été parcourue, il est impossible de savoir si la disposition géologique indiquée ci-dessus se retrouve sur toute la longueur du rectangle indiqué; à Ambondromani toutefois, on voit aussi une bande de cipolins qui est encaissée dans des quartzites identiques à celles rencontrées plus au Nord et qui est peut-être la réapparition vers le Sud de l'une de celles trouvées dans la partie septentrionale de la zone.

§ 3. *Caractères généraux des filons de pegmatite.*

Les filons de pegmatite qui se rencontrent dans les différentes formations dont il a été question, sont très nombreux et distribués un peu partout. Dans la majorité des cas, ils sont intercalés dans les couches parallèlement à leur direction, et en suivent l'allure générale; il s'agit donc ici de filons-couches au sens strict du mot. Ceux-ci, comme on peut s'y attendre, ont une allure irrégulière et capricieuse; dans le plan horizontal ils présentent souvent une série de parties étranglées qui alternent sur une certaine étendue avec d'autres plus renflées et lenticulaires. Souvent ils se ramifient pour se réunir à nouveau. Parfois ils disparaissent complètement à l'affleurement ou sont réduits à une épaisseur de quelques centimètres, puis réapparaissent en direction à une certaine distance et toujours avec les mêmes caractères. Souvent ces filons-couches sont de simples intercalations lenticulaires tout à fait locales qui peuvent d'ailleurs être assez volumineuses. L'épaisseur d'une même veine est conséquemment fort variable; dans les parties renflées elle peut atteindre plusieurs mètres, dans d'autres elle est à peine de $0^m,20$ à $0^m,25$; toutefois, nous avons vu certains filons-couches qui, à l'affleurement, avaient une épaisseur de plusieurs mètres sur une assez grande étendue. La disposition qui s'observe dans le plan horizontal se retrouve sur le profil, et sur les très nombreux fronts de taille dont nous avons pu relever les coupes, nous avons constaté la même disposition lenticulaire, les mêmes ramifications et les mêmes suppressions locales, qui alternent

souvent à plusieurs reprises sur une faible hauteur. Les schémas (fig. n° 1 et n° 2) rendent compte de la disposition qui vient d'être indiquée.

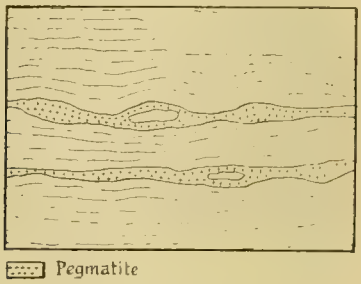


Fig. n° 1.
Vue en plan des filons de pegmatite.

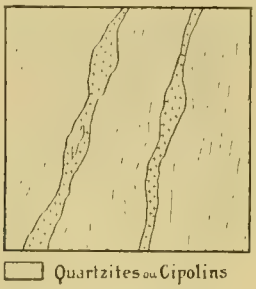


Fig. n° 2.
Profil d'un filon de pegmatite.

Dans quelques cas plus rares, notamment à Antandrokomby, à Maroando, etc., nous avons observé de véritables filons qui sont alors plus ou moins normaux sur la direction des strates et plus ou moins inclinés par rapport à la verticale. Ces filons sont assez continus, nous en avons vu que l'on pouvait suivre à l'affleurement sur plus de 200 mètres; leur épaisseur, qui est variable d'un point à un autre, n'est généralement pas considérable et ne dépasse guère 1 ou 2 mètres.

On rencontre aussi quelquefois, et ce principalement dans la zone des quartzites, des gros dykes de forme absolument irrégulière, qui percent à l'emporte-pièce au milieu des formations et peuvent alors constituer des amas assez considérables de pegmatite.

CHAPITRE II

Description pétrographique des roches de la région.

§ 1. Les basaltes, caractères microscopiques et composition chimique. — § 2. Les granits et les granulites, caractères microscopiques et composition. — § 3. Les diorites quarzifères, caractères microscopiques. — § 4. Les pegmatites, caractères microscopiques, minéraux accessoires et principales variétés. — § 5. Les cipolins, caractères microscopiques, leurs contacts avec les pegmatites. — § 6. Les quartzites. — § 7. Les micaschistes et les phyllades.

§ 1. *Les basaltes, caractères microscopiques et composition chimique.*

Les basaltes sont fréquents dans la partie Nord de la région étudiée, ils forment les cônes démantelés de Vohitra et d'Itavo, puis aussi celui de Tritriv constitué par des projections volcaniques. Les nappes et les coulées sont nombreuses également, aussi ces basaltes sont fort communs dans les environs plus ou moins immédiats d'Antsirabé et ne diffèrent entre eux que par leur structure ou par la nature et l'abondance plus ou moins grande des éléments de la première consolidation.

Nous en avons récolté plusieurs types que nous allons examiner successivement.

BASALTE DE VINONIKARENA

L'échantillon étudié a été pris au Sud d'Antsirabé, près de la petite localité de Vinonikarena où se trouve une coulée; il sert en cet endroit de matériel d'empierrement pour la route. C'est une roche noire, très compacte, à première consolidation abondante, formée surtout par de l'augite.

Au microscope, les phénocristaux sont représentés par de l'augite, de l'olivine, et quelques rares plagioclases. L'*Augite* est l'élément qui prédomine; les cristaux montrent les faces (100) (010) et (110); ils sont fréquemment zonés, les zones sont généralement peu nombreuses et minces, par rapport à la partie centrale, elles renferment des inclusions de magnétite. L'augite est grisâtre en lumière naturelle, elle s'éteint à 38° sur (010), le signe optique est positif, les biréfringences sont : $n_g - n_p = 0{,}021$ $n_g - n_m = 0{,}016$ $n_m - n_p = 0{,}005$.

L'*olivine* est en général corrodée et moins abondante que l'augite; sur certains cristaux on reconnaît les formes (021) (010) voire même (120). Elle est transparente, incolore et toujours craquelée. Signe optique positif, $n_g - n_p = 0{,}036$ $n_g - n_m = 0{,}019$ $n_m - n_p = 0{,}017$. L'olivine renferme également des grains de magnétite. *Plagioclases* beaucoup plus rares, très allongés à l'instar des microlites, mâclés selon l'albite et la péricline. Les extinctions dans la zone de symétrie de la mâcle de l'albite ainsi que celles des sections mâclées perpendiculaires à n_p rattachent la variété au labrador basique. $Ab_3\ An_4$.

La *pâte* est constituée par de nombreux et gros microlites de labrador, des grains de magnétite, des microlites abondants d'augite et quelques rares microlites d'olivine, le tout réuni par un peu de verre isotrope en partie dévitrifié.

BASALTE DE VOHITRA

Cette roche a été récoltée sur la route qui va d'Antsirabé à Mandrarivo, elle est à deux temps de consolidation mais les cristaux sont moins grands que ceux du basalte de Vinonikarena et l'augite n'y est pas visible à l'œil nu. Au microscope, les phénocristaux abondants et de petite taille comportent de l'olivine et surtout des plagioclases. L'olivine a les caractères optiques précédemment décrits; le plagioclase est mâclé selon l'albite, Karlsbad ou la péricline, il est fortement allongé à la façon des microlites. Sur $g^1 = (010)$ on a mesuré des extinctions qui oscillent de $-26°$ à $-33°$; plusieurs sections mâclées selon l'albite et Karlsbad ont donné les chiffres suivants :

Extinction sur	$11' = 47°.\ 1 = 23°\ 30'$	$11' = 32 \quad 1 = 16$
» »	$22' = 80°.\ 2 = 40°$	$22' = 70 \quad 2 = 35$

Les variétés rencontrées sont donc ici voisines du labrador $Ab_3\ An_4$.

La pâte est formée par de nombreux microlites de magnétite, de labrador et d'augite, elle est holocristalline et légèrement fluidale.

SCORIE BASALTIQUE DU VOLCAN DE TRITRIW

Cette roche noire, caverneuse et scoriacée, a été récoltée au pied même du cône de Tritriw. Au microscope, elle a une première consolidation abondante formée par des grands cristaux d'*augite* brunâtre, généralement corrodés et parfois terminés, qui présentent alors les faces (100) (010) (110) et (111); par de l'*olivine* en cristaux plus petits, très corrodés également; puis, par quelques rares et petites sections de *labrador* basique d'aspect microlitique. On trouve aussi plusieurs grandes sections très corrodées d'autres feldspaths qui ne sont certainement pas des pro-

duits de la cristallisation en profondeur du magma, mais bien au contraire du matériel incomplètement résorbé, emprunté aux roches qui forment le soubassement du volcan. On trouve en effet parmi ces feldspaths une ou deux sections de *microcline* et de l'*oligoclase*. La *pâte* est vitreuse, isotrope et vacuolaire; sa couleur en lumière naturelle est brune; elle est passablement opaque et renferme quelques petits et rares microlites filiformes de labrador.

BASALTE D'UNE COULÉE A L'OUEST DE TRITRIW.

Cette roche noire et compacte a été rencontrée à une faible distance de Tritriw, vers l'Ouest, en allant de Mandrarivo à Tongafena; la première consolidation n'y est pas visible à l'œil nu. Au microscope, les cristaux sont exclusivement représentés par quelques grains de *magnétite* et surtout par beaucoup d'*olivine* en cristaux craquelés sur lesquels on peut encore distinguer quelques profils géométriques. Cette olivine, qui présente les propriétés optiques habituelles, est fortement rubéfiée, surtout suivant les cassures; il se développe alors à son détriment une *biotite* brune uniaxe et négative qui est très fortement polychroïque avec n_g = rouge-brun, n_p = jaunâtre presque incolore. En certains endroits, l'olivine est complètement décomposée et transformée en plages d'un vert d'herbe formées par des petites lamelles de *chlorite* (delessite). La *pâte* holocristalline est formée par de nombreux et jolis microlites d'augite associés à un peu de magnétite et beaucoup de *labrador* en gros microlites maclés selon l'albite et parfois selon Karlsbad.

BASALTE, SUR LA ROUTE D'ANTSIRABÉ A TONGARIVO.

Cette roche noire présente une première consolidation assez rare, qui, à l'œil nu, semble de nature augitique. Au microscope, en effet, les phénocristaux sont exclusivement représentés par de gros prismes corrodés et informes d'une *augite* brunâtre qui se présente sous divers aspects. Les uns ont un centre formé par un minéral parfaitement frais, qui est entouré d'une bordure plus ou moins large, corrodée à la façon des micropegmatites et qui renferme des petits grains de magnétite; cette bordure a la même orientation optique que le centre. D'autres ont une partie centrale grisâtre qui polarise à la façon des agrégats, qui présente des extinctions onduleuses, et qui elle-même est entourée par la zone corrodée précédemment décrite. D'autres, enfin, sont complètement corrodés et transformés en plages d'augite vermiculée et criblée de petits grains de magnétite. La *pâte* est holocristalline et de structure doléritique; elle est formée par des grains assez gros d'*olivine* associés à de gros microlites de *labrador* basique et à des octaèdres de *magnétite*.

La composition chimique de ces divers basaltes est la suivante :

(Moyenne de deux opérations concordantes).

	N° 19	N° 34	N°35	N° 32
SiO_2 =	45.32	46.67	47.81	49.02
TiO_2 =	1.54	3.19	2.07	2.25
Al_2O_3 =	14.35	14.91	13·94	14.75
Fe_2O_3 =	4.51	6.57	3.26	3.28
FeO =	8.19	7.81	8.35	8.61
MnO =	0.05	0.07	0.25	0.20
CaO =	11.31	9.24	8.73	9.61
MgO =	9.25	7.25	9.52	8.52
K_2O =	2.06	1.45	0.87	1.56
Na_2O =	3.32	3.07	2.97	3.06
P_2O_5 =	0.91	0.47	0.67	0.60
H_2O = (perte au feu)	0.51	1.50	2.16	0.22
Total =	101.32	102.20	100.62	101.68

N° 19 = Basalte de Vinonikarena à première consolidation augitique.
N° 34 = Basalte de Vohitra (sur la route d'Antsirabé à Mandrarivo).
N° 35 = Basalte, coulée à l'Ouest de Tritriw.
N° 32 = Basalte de Tritriw (scorie basaltique).

§ 2. *Les granits et les granulites ; caractères microscopiques et composition.*

En cours de route, nous avons récolté plusieurs spécimens des granits qui affleurent sur plusieurs points de la région que nous avons parcourue. Ceux-ci sont assez différents les uns des autres; les uns, très acides, se rattachent aux granulites typiques ; les autres, plutôt basiques, sont pauvres en quartz et passent alors aux syénites. Cependant toutes ces roches ont un caractère commun qui est leur abondance en plagioclase acide et la présence constante du microcline. Nous donnerons ci-dessous la description sommaire des principales variétés examinées.

GRANITE QUI FORME LE SOUBASSEMENT DU TRITRIW

La roche a été récoltée au pied même du cône; elle ne forme pas de gros affleurements; on en trouve seulement quelques petits blocs mêlés aux projections basaltiques au milieu des hautes herbes qui couvrent le plateau. Ce granit qui, par

places, semble plus ou moins gneissique, est blanc rosé, à grain fin; il paraît assez pauvre en mica et, à première vue, ressemble aux granulites du Plateau Central français. Au microscope, la roche renferme quelques petits grains de *magnétite* et un peu de *biotite* en lamelles uniaxes très polychroïques, avec n_g = noir brun, n_p = jaunâtre pâle, n_g-n_p = 0,047. Les *plagioclases* sont abondants et mâclés selon l'albite, plus rarement selon la péricline. Les extinctions sur les sections perpendiculaires à n_p rattachent les variétés à la série des *oligoclases-albites*.

Le *microcline* forme l'élément principal; quant au *quartz*, il est très abondant également et se présente en grains automorphes. La structure est panidiomorphe grenue, la roche est une granulite franche au sens des auteurs français.

GRANULITE FORMANT PROBABLEMENT LE SOUBASSEMENT DU VOHITRA

Nous n'avons pas vu affleurer directement cette roche sous le basalte du Vohitra, mais il est probable qu'elle en forme cependant le soubassement. L'échantillon examiné a été récolté, en effet, sur un petit affleurement, à une faible distance de la route qui va de Mandrarivo à Antsirabé et pas très loin du cône lui-même. La roche est assez semblable à la précédente; au microscope, elle renferme très peu de *magnétite*, un ou deux prismes d'*apatite*, quelques sections de *biotite* brune polychroïque, avec inclusions de *zircon* auréolé, puis un peu de *hornblende* verte, polychroïque également, en cristaux déchirés et en débris sur lesquels on reconnaît les profils (110) et (010) avec les clivages (110) nets.

Le plan des axes est (010) la bissectrice aiguë négative = n_p; le polychroïsme est comme suit : n_g = vert foncé, n_m = verdâtre, n_p = brun pâle. L'élément blanc est principalement représenté par un *oligoclase* acide mâclé selon l'albite dont les caractères sont les suivants :

1° Section perpendiculaire à n_p, mâclée selon Ab.
Extinction de 1. $Sn_p = 8°$.
» 1′ » 5°.

2° Section perpendiculaire à n_g bisectrice aiguë.
Extinction à + 13° du clivage (001) pour n_p sur Sn_g.

3° Section perpendiculaire à N_m mâclée selon Ab.
Extinctions symétriques de 1 et 1′ à 2° du plan de mâcle.

Le *microcline* accompagne l'oligoclase; il est cependant moins abondant. Le *quartz* est très répandu et moule les feldspaths ou présente des formes idiomorphes.

GRANIT PORPHYROÏDE, RIVE DROITE DE LA SAHATANY

La roche a été récoltée en descendant, venant de l'Ouest, sur la partie supérieure de la vallée de la Sahatany, à peu près vis-à-vis du village de Maharitra et au-dessus de la crête appelée Analavori. Elle est de couleur blanche, d'aspect granulitique, et renferme de nombreux et volumineux cristaux porphyroïdes de feldspath. Au microscope, elle est fortement altérée et renferme de la *biotite* brune uniaxe, avec cristaux de *zircon* auréolés ; de l'*oligoclase* acide, du *microcline* et beaucoup de *quartz*. La structure est panidiomorphe grenue. Les phénocristaux, qui sont mâclés selon la loi de Karlsbad, paraissent être de l'*orthose* et du *microcline ;* ils renferment de nombreuses inclusions de *plagioclases* altérés, puis des filonnets d'*albite* et quelques petites lamelles de *mica blanc*.

GRANIT ENCAISSANT LE FILON DE PEGMATITE DE TÉTÉHINA

Ce granit affleure un peu au Sud de Mandrarivo, près du ruisseau d'Antaboko ; il encaisse le filon de pegmatite de Tétéhina. C'est une granulite blanche, à grain fin, qui, à l'œil nu, paraît assez pauvre en mica noir, mais par contre très riche en quartz. Au microscope, elle renferme un peu de *biotite* brune très polychroïque, avec *zircons* auréolés ; puis de la *muscovite* qui l'emporte quantitativement sur le mica noir. Les plagioclases, qui sont abondants, répondent aux caractères suivants :

1° Section Sn_p mâclée selon Ab.

Extinction de 1 $Sn_p = 5°$ } oligoclase acide.
» 1′ » $= 5°$ }

2° Section Sn_g bissectrice aiguë.

Extinction de n_p à $+ 12°$,

Le *microcline* est abondant également et présente, sur les sections Sn_m, le quadrillage caractéristique avec extinctions à 18°. Le *quartz* prédomine et se rencontre en grains idiomorphes. La roche est une granulite à deux micas.

GRANIT AU CONFLUENT DE LA SAHANIVOTRY

L'échantillon a été récolté sur la route d'Antsirabé à Ambositra, tout près du confluent de la Sahanivotry. La roche est leucocrate, à grain fin, de couleur rosée, et assez pauvre en élément noir. Au microscope, elle renferme de l'*apatite* en jolis prismes libres parmi les éléments constitutifs, du *sphène* abondant en petits grains grisâtres ou en fuseaux et de la *magnétite* en cristaux plus volumineux, mais assez

rares. L'élément noir est représenté par une *hornblende* vert foncé très polychroïque, qui est assez rare d'ailleurs et possède les propriétés optiques suivantes : le plan des axes est parallèle à (010); sur cette face, n_g s'éteint à 20-22°, la bissectrice aiguë est négative, l'angle 2V est très petit, la biréfringence n_g-n_p = 0,019 (approximatif). Le polychroïsme est intense, n_g = vert très foncé, n_m = vert, n_p = brun pâle.

A côté de la hornblende, on trouve aussi quelques débris d'un minéral verdâtre pâle et non polychroïque, qui présente deux clivages (110) et qui, sur la section parallèle au plan des axes, s'éteint sous un angle qui dépasse 35° n_g-n_p = 0,025; ce minéral doit être rattaché à la famille des *pyroxènes monocliniques*. Les *plagioclases* forment l'élément prédominant et appartiennent à la série des *oligoclases acides*, comme le montrent les déterminations suivantes :

1° Sections Sn_p mâclées selon Ab.

Extinction de 1 Sn_p = 4° | 1 Sn_p = 4°.
» » 1′ » = 5° | 1′ » = 7°.

2° Sections Sn_g avec clivages (001) et cassures (100). n_g est bissectrice aiguë.
Extinctions de n_p à + 11° et + 12°.

3° Section Sn_m mâclée selon Ab.

Extinction de 1 Sn_m = 3°.
» » 1′ » = 3°.

Le *microcline* est très abondant; sur la section Sn_m les lamelles croisées sont relativement larges; l'extinction se fait à 15° de la trace des mâcles.

Le quartz est moins développé que les feldspaths; il se rencontre en grains idiomorphes.

GRANIT PORPHYROÏDE D'ILAKA

Cette superbe roche, qui affleure sur une grande étendue le long de la route d'Antsirabé à Ambositra, est de couleur plus ou moins rosée et caractérisée par la présence de gros cristaux porphyroïdes de feldspath. Au microscope elle est d'une grande fraîcheur et renferme les éléments suivants : apatite, magnétite, sphène, zircon, biotite, hornblende, épidote, plagioclases acides, microcline et quartz.

L'*apatite* se rencontre en petits prismes hexagonaux libres ou inclus dans l'élément noir. La *magnétite* forme quelques gros octaèdres toujours à proximité de la hornblende. Le *sphène*, très répandu, se rencontre inclus dans l'élément noir ou libre parmi les autres minéraux. Il se présente en grains irréguliers, grisâtres, avec 2V relativement grand. Le *zircon* est rare; on en trouve seulement un ou deux

petits grains par coupe ; ses caractères optiques sont normaux. La *biotite,* qui joue un rôle effacé vis-à-vis de la hornblende, se rencontre en petites lamelles uniaxes très polychroïques, avec n_g = brun foncé, n_p = brun pâle ; elle est fréquemment chloritisée ; la chlorite est alors vert d'herbe et faiblement polychroïque. La *hornblende,* qui représente l'élément noir le plus important, est corrodée, par places réduite à l'état de débris. Les cristaux ont un allongement prismatique positif ; sur (010) parallèle au plan des axes, n_g s'éteint à 22° ; le signe optique est négatif, mais l'angle 2V est presque nul. La biréfringence n_g-n_p = 0,017 ; quant au polychroïsme, on a n_g = vert d'herbe foncé, n_m = vert, n_p = jaune brunâtre pâle. La dispersion des axes optiques est très sensible. La hornblende renferme des inclusions de sphène.

L'*épidote* accompagne étroitement la hornblende ; on la trouve en cristaux et grains irréguliers assez volumineux ; le signe optique est négatif, la biréfringence élevée et variable.

Les *plagioclases,* très développés, sont mâclés selon l'albite, Karlsbad et la péricline ; les types rencontrés appartiennent à la série des *oligoclases acides,* comme le montrent les chiffres ci-dessous.

1° Sections Sn_p mâclées selon Ab.

Extinction de 1 Sn_p = 6° } 1 Sn_p = 8° }
» » 1′ » = 8° } 1′ » = 8° }

2° Section Sn_p mâclée selon Ab et P.

Extinction de 1 Sn_p pour Ab = 6° 1 Sn_p pour P = 85°.
» » 1′ » » » = 8° 1′ » » » = 89°.

3° Section SA perpendiculaire à l'axe optique mâclée selon Ab.

Trace du plan des axes sur SA = 85° environ.
Extinction sur 1′ = 8° »

3) Sections Sn_g avec clivages (001) et cassures (100).

Les extinctions de n_p sont toujours +, mais les valeurs des angles relevés sur des sections toujours centrées par rapport à n_g varient.

On a obtenu les chiffres + 6°, + 7°, + 2°, + 9°, + 2°, etc.

Le signe de la bissectrice n_g ne peut être déterminé avec précision. La plupart des sections Sn_g sont peu biréfringentes ; quelques-unes renferment des très fines veinules d'un feldspath plus biréfringent. Ces sections appartiennent sans doute à divers types d'oligoclases acides ; il existe très probablement aussi de l'*orthose,* car nous avons examiné une section Sn_p montrant deux clivages rectan-

gulaires, non maclée, et qui s'éteignait à 0° par rapport à la trace de l'un des clivages. *Microcline* abondant avec ses caractères habituels; *quartz* également très répandu en grains idiomorphes.

La *structure* est panidiomorphe grenue; les phénocristaux feldspatiques sont formés par du microcline à petits filonnets d'albite; ils empâtent de l'amphibole et des plagioclases acides.

La composition chimique de cette roche est la suivante :

Analyse du granit d'Ilaka :

(Moyenne de deux déterminations.)

SiO_2	=	64.24
TiO_2	=	0.25
Al_2O_3	=	17.35
P_2O_5	=	0.17
Fe_2O_3	=	2.33
FeO	=	2.05
CaO	=	3.52
MgO	=	1.04
K_2O	=	5.02
Na_2O	=	4.79
Perte au feu	=	0.35
		101.01

GRANIT UN PEU EN AMONT DU CONFLUENT DE LA SAHANIVOTRY.

Cet échantillon a été récolté sur la route d'Antsirabé à Ambositra, en amont du confluent de la Sahanivotry. Il est à grain moyen et riche en éléments noirs; la roche, en effet, est mésocrate et ressemble à l'œil un peu plus à une syénite qu'à un granit, ce que confirme d'ailleurs l'examen microscopique. Au microscope, il renferme de l'apatite, du sphène, de la magnétite, de la biotite, de la hornblende, des plagioclases acides, du microcline et du quartz. L'*apatite*, la *magnétite* et le *sphène* se rencontrent en inclusions dans l'élément noir. La *biotite* se présente en lamelles déchiquetées très polychroïques dans les tons bruns. La *hornblende* l'emporte sur la biotite; elle se trouve en débris irréguliers sur lesquels on peut distinguer les faces (110) et (010), avec un allongement prismatique positif et extinction à 13° sur (010). La bissectrice aiguë $= n_p$ 2V est également très petit, presque égal à 0°. Le polychroïsme particulièrement intense est comme suit : $n_g =$ vert très

foncé, presque noir, n_m = vert, n_p = jaune-brunâtre très pâle, la biréfringence n_g-n_p = 0,016 (approximatif). L'intensité du polychroïsme rend d'ailleurs difficile l'étude des propriétés optiques. Les *plagioclases* sont très abondants et appartiennent également à la série des oligoclases acides.

1. Section Sn_p mâclée selon Ab.
   Extinction sur 1 Sn_p = 5° ; 1 Sn_p = 6°.
   » » 1′ » = 4° ; 1′ » = 4°.

2. Section Sn_p mâclée selon Ab et P.
   Extinction de 1 Sn_p pour Ab = 5° ; de 1 pour P = 85°.
   » » 1′ » » » = 5° ;

3. Section mâclée selon Ab et K, légèrement oblique sur n_p.
   Extinction de 1.1′ = 6°. 1 = 3° ½ ; La biréfringence de 2 est
   » » 2.2′ = 4°. 2 = 2° ; voisine de n_g-n_p.

4. Section Sn_g, extinction de n_p à + 8° de la trace de (001).

Le *microcline* représente l'élément prédominant, il a ses caractères habituels; quant au *quartz*, il est rare et de plus petite dimension que les autres éléments. La structure est panidiomorphe grenue. La roche est plutôt une syénite alcalifère qu'un granit.

§ 3. *Les diorites quartzifères, caractères microscopiques.*

Sur la route d'Ambositra à Antsirabé on trouve, avant d'arriver au village d'Ilaka, des roches noires très mélanocrates qui sont utilisées comme matériel d'empierrement. Nous n'avons pas vu ces roches en place, mais comme leur gisement se trouve tout près d'Ilaka, nous en avons cependant récolté quelques spécimens pour les examiner au microscope. A l'œil nu, la diorite présente une certaine schistosité; au microscope, elle renferme un peu de *magnétite*, des prismes hexagonaux d'*apatite* et quelques petits grains de *zircon;* ces divers minéraux sont généralement inclus dans l'élément noir. La *biotite* est particulièrement abondante, elle se présente en grandes lamelles plus ou moins hexagonales qui sont toujours uniaxes négatives et qui jouissent d'un polychroïsme particulièrement intense : n_g = rouge brun foncé, n_p = brun pâle. La *hornblende* se présente en volumineux cristaux excessivement corrodés, avec allongement prismatique positif peu marqué. Le plan

des axes est parallèle à (010), n_g s'éteint sur ce plan à 18° de l'allongement ; le signe optique est négatif, mais 2V est excessivement petit ; certains cristaux sont presque uniaxes. La biréfringence $(n_g\text{-}n_p) = 0{,}0157$ (compensateur) ; le polychroïsme très fort est comme suit : n_g = vert bleuâtre, n_m = vert, n_p = jaunâtre pâle. La dispersion des axes est assez forte. Il est à remarquer que cette hornblende curieuse se rencontre dans presque toutes les roches de la région ; elle est sans doute alcalifère et rappelle par ses propriétés la hornblende de Ditrö.

L'*épidote* est également assez répandue, et toujours subordonnée à l'élément noir. Sur la section $n_g\text{-}n_p$ l'extinction est à 0° ; le signe optique est négatif, 2V est assez grand.

Les *plagioclases* sont très abondants et d'un caractère basique, comme l'indiquent les chiffres suivants :

1. Section Sn_p mâclée selon Ab et P.

Extinction de 1 Sn_p pour Ab = 33°. 1 pour P = 52°.

Les lamelles 1′ sont trop fines pour une vérification précise.

Quartz uniaxe positif en grains idiomorphes.

Comme structure, la roche est panidiomorphe grenue et anisométrique ; l'élément noir est de plus grande dimension que les feldspaths et présente une orientation parallèle.

§ 4. *Les pegmatites, caractères microscopiques, minéraux accessoires et principales variétés.*

Les pegmatites qui sont, comme nous l'avons dit, si répandues dans la région des environs d'Antsirabé, sont en principe formées de *microcline* et de *quartz*. D'habitude, ce microcline est blanc, ou légèrement rosé ; il est parfois remplacé par une superbe amazonite bleu verdâtre. Les propriétés optiques de ce microcline sont normales ; elles seront données *in-extenso* dans la seconde partie de cet ouvrage. Le *mica* n'est pas un élément constitutif essentiel, car il manque souvent dans la pegmatite et n'est d'ailleurs pas caractéristique pour un centre déterminé, car il se trouve dans certains filons et fait défaut dans d'autres. On rencontre d'habitude une *lépidolite* violette très typique ; puis une lépidolite blanche un peu différente de la précédente, et enfin une lithionite noire de coloration variable. Dans certaines roches, les deux micas existent simultanément avec prédominance du mica blanc ; dans d'autres, la lithionite fait défaut.

Le grain des pegmatites et le mode d'association des divers minéraux varient; dans la règle, les minéraux constitutifs sont d'une grande dimension, ils peuvent même devenir gigantesques. Le grain n'est d'ailleurs pas uniforme dans le même filon; il n'est pas rare, par exemple, de trouver dans telle ou telle veine dont les minéraux consécutifs sont de taille moyenne, des régions où, subitement, ces mêmes minéraux prennent une dimension exagérée et deviennent gigantesques.

Ce curieux phénomène a pour effet de provoquer au sein de la pegmatite des accumulations locales de tel ou tel de ses éléments constitutifs. C'est tout particulièrement le cas pour le quartz, et cette disposition apparaît surtout nettement lorsque la pegmatite est profondément décomposée (ce qui est fréquemment le cas). Les feldspaths sont alors entièrement kaolinisés et les gros individus de quartz qui restent indemnes, apparaissent empâtés dans une masse friable et blanche produite par l'altération des feldspaths. Cette particularité du quartz fait que ce minéral joue le rôle d'indicateur pour les filons de pegmatite. Chaque fois que l'on rencontre un affleurement de quartz laiteux ou rosé, on peut être certain que la pegmatite se trouve au-dessous; le quartz en effet résiste à l'érosion, tandis que le feldspath kaolinisé qui l'empâte est facilement désagrégé à la surface du sol et enlevé par ruissellement.

Sur plusieurs des filons visités, à Antaboko notamment, on peut observer une association graphique du quartz avec le feldspath; le phénomène est fréquent mais souvent tout à fait local.

Là où la pegmatite d'un filon à éléments gigantesques devient finement grenue, dans les petites apophyses notamment, la composition minéralogique de la roche change, comme on pourra le voir par les descriptions qui vont suivre. Les plagioclases acides remplacent partiellement le microcline et peuvent même complètement le substituer.

Les *minéraux accessoires* de ces pegmatites sont nombreux et variés, leur étude détaillée fera l'objet de la seconde partie de cet ouvrage. Les plus répandus sont les tourmalines, le béryl, le triphane, puis la spessartine.

Les *tourmalines* sont représentées par des variétés noires communes (schörl) puis par des rubellites de toutes teintes, depuis le rose violacé pâle jusqu'au rouge sang de pigeon, et enfin par des variétés polychromes. Les cristaux sont souvent très curieusement zonés et les teintes qui alternent dans les zones concentriques sont le rouge, le rose, le jaune plus ou moins foncé, le brun clair, et le brun très intense. Il existe également des zones absolument incolores.

Il n'y a pas de règle dans la succession des zones colorées qui forment les cristaux et dans un même filon nous avons vu des spécimens chez lesquels le centre était rose, avec une zone médiane jaune et une bordure brune, et d'autres chez

lesquels les mêmes couleurs étaient disposées en sens inverse. Le nombre des zones concentriques est fort variable, elles sont souvent très nombreuses et leur ordre de succession est parfois différent sur un même cristal prismatique, comme on peut le voir sur plusieurs sections normales à l'axe A^3 et faites à des distances croissantes à partir de (0001). La taille des cristaux est également sujette à de grosses variations; certains individus sont énormes et peuvent peser plusieurs kilogrammes; d'autres sont très petits et presque aciculaires; les cristaux de teinte uniforme (rose ou rouge) sont presque toujours petits. Les tourmalines noires prédominent de beaucoup sur celles colorées, qui ne font que les accompagner; près de Maharitra, nous avons même pu voir certains gros filons de pegmatite qui avaient fourni quelques superbes et volumineux cristaux de rubellite, et où cependant on ne voyait sur les fronts de taille comme dans les déblais que de la tourmaline commune. Là où les rubellites accompagnent les tourmalines noires, elles paraissent être d'autant plus abondantes que les filons sont plus étroits; ainsi, à Tétésantsio par exemple, où les veinules de pegmatite sont très minces, la rubellite se substitue presque entièrement à la tourmaline noire. En général, les cristaux de tourmaline sont répartis plus ou moins irrégulièrement parmi les éléments feldspathiques et gisent pêle-mêle avec ces derniers; on voit cependant certains filons où ces tourmalines se sont développées normalement aux épontes. Les cristaux terminés et mesurables sont presque toujours accumulés dans des géodes qui sont sporadiques dans la pegmatite; c'est également le cas pour la plupart des autres minéraux accessoires. Les minéraux des géodes sont d'habitude parfaitement développés, leurs faces toujours nettes sont lisses; lorsque la pegmatite est dure, ils se brisent souvent pendant leur extraction, lorsqu'elle est décomposée, ils sont empâtés dans le kaolin et peuvent aisément être isolés par un lavage approprié. La tourmaline se trouve indifféremment dans les filons qui traversent les quartzites comme dans ceux qui percent les cipolins; il semble cependant que les rubellites se rencontrent plus volontiers dans ces derniers.

Le béryl bleu (aigue-marine) et incolore se rencontre généralement en prismes de très grande taille, et par conséquent dans les régions où le grain de la pegmatite s'exagère considérablement; les cristaux hexagonaux et basés sont associés au feldspath ou directement au quartz. Lorsque la pegmatite est décomposée, on les trouve, dans ce dernier cas, à l'intérieur de gros individus de quartz enfouis dans le kaolin. Les cristaux peuvent peser jusqu'à 25 kilogrammes et même davantage; il en existe cependant qui sont considérablement plus petits et mesurent à peine quelques centimètres. Une seule fois nous avons pu voir le béryl dans la pegmatite fraîche, en général la roche qui le contient est toujours altérée et le béryl lui-même presque entièrement kaolinisé. En cassant des cristaux grisâtres et opaques, on

trouve à l'intérieur certaines parties restées intactes qui sont transparentes et souvent d'un beau bleu de ciel, ce sont ces parties saines qu'on utilise pour la taille. Ce béryl se rencontre principalement dans les filons qui traversent les quartzites; il paraît y être excessivement commun, et nombreux sont les points sur lesquels sa présence a été constatée dans la pegmatite; il se trouve indifféremment avec ou sans la tourmaline noire, par contre nous n'avons vu qu'un seul gisement où il accompagne la rubellite. Les pegmatites à béryl bleu renferment presque toujours du mica blanc ou deux micas, le mica blanc y affecte fréquemment la disposition dite « palmée ». A Antaboko, près de Mandrarivo, nous avons vu des cristaux de béryl qui étaient absolument truités et formés par des plages de couleur vert d'eau et d'autres de teinte rosée.

A côté du béryl bleu (aigue-marine), on rencontre dans certains filons une seconde variété dont la forme cristalline est différente de celle du béryl ordinaire, et qui paraît d'ailleurs considérablement plus rare. Ce béryl est de couleur rose fleur de pêcher, ou quelquefois saumon clair quand le minéral est un peu altéré; on en trouve aussi qui est tout à fait incolore. Le béryl rose de Madagascar était connu depuis longtemps, mais le gisement était ignoré. Il a été récemment trouvé dans quelques filons de la vallée de Sahatany qui sont exploités par la « Société nantaise », puis, pendant notre séjour, il a été extrait en grande quantité de l'un des filons de Tsilaïsina, propriété de M. Girod.

Le *triphane* jaune ou violacé est un minéral rare qui se trouve dans quelques filons de la vallée de la Sahatany et en petite quantité à Antsongombato.

La *spessartine*, enfin, est assez répandue; les cristaux volumineux sont généralement opaques, ceux plus petits sont transparents ou translucides et de couleur jaune de miel ou jaune brunâtre. La spessartine se rencontre dans les filons qui traversent les cipolins comme dans ceux qui sont encaissés par les quartzites, mais dans ce dernier cas, toujours à proximité des calcaires métamorphiques. Elle n'est jamais très abondante.

Nous donnerons, pour terminer la description des pegmatites et les caractères microscopiques de quelques variétés dont le grain était suffisamment fin pour permettre d'obtenir une coupe; on verra que chez celles-ci les plagioclases sont toujours très abondants et peuvent même remplacer complètement les feldspaths potassiques.

PEGMATITE FILON N° 6 ANTSONGOMBATO

Roche blanche, à grain moyen, riche en quartz. A l'œil nu, elle renferme un peu de quartz et de spessartine. Au microscope : elle paraît entièrement formée par du *plagioclase* acide et par du *quartz;* les caractères optiques de ce plagioclase en

font une variété d'oligoclase très acide, voisine de l'albite, comme le montrent les déterminations suivantes :

1° Sections mâclées selon Ab voisines de Sn_p.

Extinction de 1 voisin de $Sn_p = 17°$ / 1 voisin de $Sn_p = 14°$ /
» 1′ » » = 16° \ 1′ » » = 13° \

2° Section Sn_p mâclée selon Ab et P.

Extinction de 1 Sn_p pour Ab = 16° / 1 pour P = 80° /
» » 1′ « » » = 15° \ 1′ » » = 75° \

3° Section Sn_g absolument centrée, n_g bissectrice aiguë.

Extinction de n_p à + 18°.

Quartz très abondant, uniaxe positif. Il est à remarquer que le *microcline* manque totalement dans la préparation.

PEGMATITE FILON N° 3 ANTSONGOMBATO

Roche à grain moyen, au contact avec les cipolins.

Au microscope, quelques gros cristaux jaunes de spessartine, passablement de tourmaline brune, un peu d'indicolite, puis quelques sections de pyroxène.

La roche est entièrement formée par du plagioclase acide réuni à beaucoup de quartz. Les propriétés de ce plagioclase sont les suivantes :

1° Section Sn_p mâclées selon Ab.

Extinction de 1 $Sn_p = 9°$ / 1 = 12° / 1 = 13° /
» 1′ = 8° \ 1′ = 11° \ 1′ = 13° \

2° Section Sn_p mâclée selon Ab et K.

Extinction de 1 $Sn_p = 9°$ /
» » 2 = 8° \

l'individu 2 est sensiblement plus biréfringent que 1.

3° Section Sn_g bissectrice aiguë.

Extinction de n_p à + 19° + 17° + 20°.

Tous ces caractères concordent avec ceux de feldspaths très acides voisins de l'*albite* et à l'*albite elle-même.*

PEGMATITE, MÊME FILON ANTSONGOMBATO

Cette roche est en tous points identique à la précédente. Au microscope : elle ne renferme également pas de microcline, mais paraît formée entièrement par des *plagioclases,* avec un peu de *tourmaline* brune.

1° Sections Sn_p mâclées selon Ab.

Extinction de 1 $Sn_p = 13°$ / 1 $= 12°$ / 1 $= 13°$ /
» » 1′ » $= 13°$ \ 1′ $= 11°$ \ 1′ $= 13°$ \

Les sections présentent généralement le clivage (001) qui se poursuit en ligne droite sur les deux individus.

2° Section Sn_p mâclée selon Ab et P, un peu oblique sur n_p.

Extinction de 1 Sn_p pour Ab $= 15°$ / 1 pour P $= 76°$
» » 1′ » » » $= 13°$ \ 1′ » » $= 76°$

3° Section de Sn_g, bissectrice aiguë.

Extinction de + 20°.

PEGMATITE FILON N° 6 ANTSONGOMBATO

Roche blanche, finement grenue, criblée de petits cristaux de *tourmaline*.

Au microscope, *tourmaline* zonée abondante, la bordure externe des cristaux est incolore, le centre est coloré. Quelques sections de *pyroxène* incolore. Beaucoup de *plagioclases*.

1° Sections Sn_p mâclées selon Ab et plus ou moins centrées.

Extinction de 1 $Sn_p = 14°$ / 1 $= 14°$ /
» » 1′ » $= 14°$ \ 1′ $= 14°$ \

2° Section Sn_g centrée, avec clivages (001) et cassures (100), n_g bissectrice aiguë.

Extinction de n_g à + 19°.

D'autres sections mal centrées donnent des extinctions comprises entre 17° et 20°. Le plagioclase est donc de nature albitique. *Microcline* moins abondant que les plagioclases; la section Sn_m montre le quadrillage caractéristique avec extinction à 16° par rapport à la trace des mâcles. *Quartz* abondant.

PEGMATITE AU CONTACT DU CIPOLIN, ANTANDROKOMBY

Roche à grain moyen, contenant de la rubellite visible à l'œil nu.

Au microscope : Quelques grandes sections de *tourmaline* incolore, pas de *microcline* ni d'*orthose*, la roche renferme exclusivement des *plagioclases* et du quartz.

Les caractères des plagioclases sont les suivants :

1° Sections Sn_p, mâclées selon Ab, plus ou moins bien centrées.

Extinction de 1 $Sn_p = 7°$ / 1 $Sn_p = 8°$ /
» » 1′ » $= 5°$ \ 1′ » $= 7°$ \

2° Sections mâclées selon Ab et P voisines de Sn_p.

Extinction de 1 Sn_p pour Ab $= 10°$ 1 pour P $= 77°$ /
» » 1′ » » » $= 8°$ 1′ » » $= 86°$ \
» 1 » » $= 7°$ 1 » $= 82°$ /
» » 1′ » » » $= 8°$ 1′ » » $= 82°$ \

3° Section mâclée selon Ab et K voisine de Sn_p

Extinction de 1 $Sn_p = 7°$ 2 $= 3°$
1′ $= 6°$ 2′ $= 5°$

Les caractères sont ceux d'un oligoclase très acide voisin de l'albite. *Quartz* très abondant, en grains idiomorphes.

§ 5. *Les cipolins, caractères microscopiques, leurs contacts avec les pegmatites.*

Comme nous l'avons vu précédemment, les cipolins sont, dans la règle, des roches blanches friables, largement cristallisées, qui ressemblent à des marbres à grain grossier.

Certaines variétés sont cependant verdâtres, zébrées de lignes sombres plus ou moins parallèles sur un fond blanc, et paraissent fortement métamorphosées. Ces variétés se rencontrent fréquemment au contact même des pegmatites. En thèse générale ces cipolins sont formés par des grains de *calcite* associés à un peu de *quartz;* le métamorphisme y développe du *mica noir* assez faiblement polychroïque et du *diopside* incolore, corrodé et disposé en plages irrégulières parmi les éléments précités. Parfois même toute trace de calcite a complètement disparu, et tout le cipolin est transformé en une roche compacte, dure, généralement à grain fin, formée par des plages corrodées et irrégulières de diopside qui se touchent directement et qui sont orientées optiquement d'une manière différente. Dans les multiples cryptes qui sillonnent ces plages de pyroxène, on trouve un peu de quartz et probablement aussi un minéral feldspathique en petits grains associés à quelques rares lamelles de mica.

Le contact immédiat des pegmatites avec les cipolins se présente dans des conditions qui paraissent être très uniformes. Entre la pegmatite franche dont les éléments diminuent de grosseur et qui est généralement très riche en *quartz,* et les *cipolins,*

on trouve une zone de transition formée principalement par de nombreuses aiguilles de *tourmaline* toujours très fortement corrodées et de couleur noir bleuâtre, qui sont mêlées à des grains de *quartz,* quelques grains de *plagioclase* acide et de petites lamelles de *biotite* brune plus ou moins abondantes selon les spécimens. Souvent on trouve à l'état d'épaves dans cette zone, quelques plages de *diopside* corrodées à la façon des micropegmatites.

N° 23. Cipolin près du contact. Attaque N° 4. Antsongombato.

La roche est rubannée et présente des bandes plus claires qui alternent avec d'autres brunâtres et micacées. Sous le microscope, les parties plus blanches sont formées par la réunion de gros grains de *calcite* avec quelques lamelles de *biotite* uniaxe négative et polychroïque n_g = brun verdâtre pas très foncé, n_p = brunâtre, presque incolore, $n_g - n_p$ 0,044; puis avec quelques grains de *quartz.* Les zones plus foncées sont constituées par un assemblage de petits grains de calcite et de multiples lamelles de *mica noir.* On y trouve également de nombreuses plages corrodées d'un *pyroxène* incolore qui répond aux caractères suivants : ces plages présentent des clivages (110) nets; la section perpendiculaire à n_g, bissectrice aiguë, montre deux de ces clivages jusqu'à angle droit. Sur g^1 = (010) l'extinction de n_g se fait à 40° environ (38°) par rapport au clivage, les biréfringences principales sont : $n_g - n_p = 0{,}028$, $n_m - n_p = 0{,}004$. On trouve également quelques gros grains grisâtres de *sphène* mêlés aux minéraux précités.

N° 10. Cipolin, filon d'Antandrokomby.

Roche blanche, dure, compacte, d'aspect porcelainé. Au microscope, elle est entièrement formée par des plages irrégulières de pyroxène incolore qui se touchent directement et qui sont excessivement corrodées. Quand on examine la roche aux grossissements moyens, elle paraît formée par des grains de *pyroxène* associés à un minéral très peu biréfringent qui semble être du *quartz;* aux grossissements plus faibles, il est aisé de voir que ces grains appartiennent en réalité à une plage unique très fortement corrodée, car ils s'éteignent simultanément. Dans les cryptes de ces pyroxènes on trouve quelques petites lamelles de *mica* brun, puis de petits grains d'un minéral feldspathique que nous n'avons pas pu déterminer avec plus de précision. Il existe probablement aussi un peu de quartz, mais les figures obtenues en lumière convergente sont si mauvaises qu'il n'est pas possible d'être affirmatif.

N° 11. Cipolin, filon d'Antandrokomby.

La roche est identique au N° 10 et présente les mêmes caractères microscopiques.

N° *a*. Cipolin Antsongombato près du contact avec la pegmatite, attaque N° 3.

La roche est très compacte, de couleur gris verdâtre; sur une coupe polie de celle-ci on voit des traînées blanchâtres plus ou moins parallèles, qui alternent avec d'autres de couleur noirâtre ou verdâtre. Au microscope, la roche est formée par une association de petites lamelles de *mica* brun et de grains de *calcite*. Le *mica* est coloré en brun assez pâle, et possède les propriétés optiques indiquées précédemment. Parmi ces éléments, on voit de grosses plages corrodées de *diopside* incolore, puis quelques sections d'un minéral que nous rattachons à l'*amphibole*, et qui est incolore également. Ce minéral présente en effet deux clivages (110) qui, sur la section perpendiculaire à la bissectrice obtuse qui est n_g, se coupent sous un angle de 130° environ, le plan des axes passe dans l'angle obtus des clivages. Sur les sections (010) n_g s'éteint à 20° environ de la trace du clivage, l'allongement est positif, la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}025$ et $n_m - n_p = 0{,}015$.

N° 13. Cipolin, Antsongombato attaque N° 6.

La roche est tout à fait semblable à la précédente. Elle est formée par la réunion de petites lamelles de mica, de grains de calcite, et de cristaux informes d'amphibole incolore ayant les caractères optiques déjà indiqués. Dans cette masse on trouve de nombreuses plages corrodées de *diopside* incolore et quelques très rares grains de *magnétite*.

N° *b*. Cipolin vert. Sommet du plateau d'Analalava.

La coupe passe par le contact de deux roches différentes. La première est constituée par de très petites lamelles de *biotite* brun verdâtre très polychroïques, mêlées à des grains de *calcite*, de *quartz*, et quelques petits octaèdres de *magnétite*. La seconde est formée par un mélange de plages corrodées de *pyroxène* incolore; de cristaux et de fragments d'une *amphibole* vert pâle, de signe optique négatif, qui s'éteint à 18-20° sur (010) et présente le polychroïsme suivant : n_g = vert pâle, n_m = vert, n_p = presque incolore. On y trouve aussi quelques gros cristaux de *tourmaline* gris bleuâtre foncé et des grains de sphène grisâtre. Les espaces laissés vides entre les minéraux précités, sont remplis par des grains d'un *feldspath* très

peu biréfringent et non mâclé qui n'a pu être déterminé plus exactement, ainsi que quelques grains de quartz.

N° 25. Contact du cipolin avec la pegmatite. Antsongombato, taille N° 10.

La coupe passe par la zone de contact immédiate des deux roches. Près de ce contact la pegmatite présente les caractères ordinaires, elle est riche en *quartz* et en *plagioclase* très albitique. La zone de contact immédiat est assez tranchée, elle est caractérisée par l'apparition d'une multitude d'aiguilles de *tourmaline* très polychroïque avec n_g = gris noirâtre foncé, n_p = brunâtre jusqu'à incolore. Cette tourmaline est toujours fortement corrodée et souvent zonée, le centre est d'habitude plus coloré que la périphérie. Ces aiguilles sont mêlées à des grains de quartz.

N^{os} 8 et 9. Contact des cipolins avec la pegmatite. Antandrokomby.

Analogue au précédent. Près du contact, la pegmatite est très quartzeuse, riche en plagioclases acides et renferme quelques gros cristaux de tourmaline. Au contact même on trouve une zone formée par des aiguilles très corrodées de *tourmaline* gris noirâtre, mêlées à des grains de *quartz*, et à quelques lamelles de *biotite* brune assez peu colorée. Au contact immédiat, la tourmaline est abondante et ses aiguilles relativement grosses; à mesure qu'on s'en éloigne la tourmaline diminue et les aiguilles deviennent plus petites; par contre, les lamelles de biotite augmentent beaucoup et forment une association grenue avec le quartz. Il n'est pas rare de trouver dans la pegmatite, au voisinage du contact, une ou deux plages corrodées de *diopside* incolore.

§ 6. *Les quartzites.*

La structure et la composition des quartzites sont très uniformes. Elles sont généralement formées par des grains polyédriques de quartz directement pressés les uns contre les autres et souvent associés à un peu de matière kaolinique opaque et grisâtre.

N° 17. Quartzite, flanc Est de la montagne d'Ampisana.

Cette roche est blanche, finement grenue saccharoïde et friable. Au microscope, elle est formée par des grains polyédriques de quartz mêlés à quelques rares

aiguilles de tourmaline brune. Elle renferme également quelques paillettes de mica blanc qui sont incluses dans le quartz.

N° 12. Quartzite, sommet de la pyramide de Tsilaisina.

La roche est absolument identique au numéro précédent, mais renferme de plus quelques grains de rutile.

§ 7. *Les micaschistes et les phyllades.*

Nous n'avons nullement la prétention de faire ici une étude détaillée des schistes cristallins de la région que nous avons parcourue, et nous nous bornerons simplement à décrire les types les plus importants. Ceux-ci sont représentés par des micaschistes, des gneiss granulitiques et des phyllades.

Les micaschistes reposent généralement directement sur les quartzites; ils sont très feuilletés, riches en mica et se rencontrent fréquemment entre les quartzites et les cipolins (vallée de Midoly, Tsilaisina, etc.).

Les gneiss granulitiques sont principalement développés à l'Est de la grande chaîne de l'Ibity; ils forment la montagne de Marorano et on les trouve sur une assez grande étendue quand on remonte le cours de la rivière Sahanivotry.

Les phyllades ont été rencontrées dans la partie tout à fait sud de la contrée parcourue, notamment dans la région qui avoisine le gisement de Fierenana; d'après leur position, elles paraissent supérieures aux micaschistes.

N° 18. Micaschiste, flanc occidental de la chaîne d'Ambatoménaloa, vallée de Midoly.

La roche, très cristalline et schisteuse, est formée par des lits quartzeux qui alternent avec d'autres riches en mica. Au microscope, elle renferme quelques jolis grains de *zircon*, de nombreuses aiguilles terminées de *tourmaline* brune très polychroïque, un peu de *magnétite*, beaucoup de *biotite* uniaxe négative avec n_g = brun foncé presque noir, n_p = jaunâtre pâle, de la *muscovite* très abondante, négative également, mais biaxe avec 2V assez petit et extinction à 5° du clivage (001), et enfin du *quartz* en grains polyédriques, qui représente l'élément prédominant. La structure est celle dite schisto-cristalline (Kristallisationsschieferung); les zones riches en lamelles de biotite mêlées à celles du mica blanc et aux aiguilles de tourmaline alternent avec d'autres presque entièrement formées par des grains de quartz.

N° 6. Phyllade. Ambondromani, près de Fiérénana (au Sud-Ouest d'Ambositra).

Cette phyllade est de couleur grisâtre, à grain très fin d'aspect satiné. Au microscope, elle est formée par une association absolument parallèle et régulière de toutes petites lamelles de *biotite* brune et de grains allongés de *quartz*. Dans cette masse on observe une quantité d'aiguilles terminées et relativement grosses de *tourmaline* brune polychroïque n_g = brun foncé, n_p = jaunâtre très pâle.

N° 4. Gneiss (micaschiste granulitique) Marorano.

Cette roche gneissique est riche en éléments noirs; l'échantillon a été récolté au sommet de la montagne de Marorano, sur une grande dalle isolée qui affleure près d'un gisement de pegmatite.

Au microscope, elle renferme quelques petits grains de *zircon* généralement inclus dans l'élément noir, beaucoup d'*apatite*, du *sphène* abondant également en grains grisâtres libres parmi les autres éléments ou inclus dans les autres minéraux, de la *biotite* brune et de la *hornblende* verte. La *biotite*, en larges lamelles, est très polychroïque : n_g = brun verdâtre, n_p = jaunâtre pâle; elle renferme des *zircons* auréolés. La *hornblende* est corrodée et criblée d'inclusions de *sphène*. Elle est négative avec 2V relativement petit. Sur (010) l'extinction de n_g se fait à 22°; la biréfringence n_g-n_p = 0,024, le polychroïsme n_g = vert d'herbe, n_m = vert, n_p = jaunâtre pâle.

L'élément blanc est représenté par un feldspath du groupe de l'*orthose* qui, sur les sections peu biréfringentes perpendiculaires à n_g, s'éteint à + 6° du clivage p = (001), n_g paraissant être la bissectrice obtuse; par beaucoup de *microcline*, puis par du *quartz* abondant également. La structure est franchement gneissique.

Phot. n° 1. — Vue du cône basaltique de Vohitra et de la vallée de la Sahaomby, depuis Antsirabé. A gauche, au second plan, l'Itavo.

Phot. n° 2. — Vue du plateau d'Itavo et du cône volcanique de Tritriw.

Phot. nº 3. — Vue de la montagne de Tsaravovona, prise de l'Est.

Phot. nº 4. — Vue de la chaine de Marossosona, depuis Tsaravovona.

CHAPITRE III

Description des gisements de pegmatites. Antsongombato et Tétésantsio.

§ 1. Géologie de la contrée entre Antsirabé et Antsongombato. — § 2. Détail de la géologie des environs d'Antsongombato. — § 3. Description des veines de pegmatite reconnues à Antsongombato. — § 4. Succession probable des filons de pegmatite à Antsongombato. — § 5. La région comprise entre Antsongombato et Tétésantsio. — § 6. Description des veines de pegmatite reconnues à Tétésantsio et considérations relatives à ce gisement.

§. 1. *Géologie de la contrée entre Antsirabé et Antsongombato.*

Pour nous rendre à ce gisement depuis Antsirabé, nous avons suivi le chemin que nous indiquerons ci-dessous et qui permet de se faire une idée exacte de la géologie de la région qui, vers l'Ouest, s'étend d'Antsirabé à Antsongombato.

Depuis Antsirabé, on traverse d'abord la vallée de la Sahaomby en passant au Sud du cône basaltique de Vohitra, d'où descend une grosse coulée qui s'étale dans cette vallée (phot. n° 1). Chemin faisant, on croise à plusieurs reprises des affleurements de basalte. On traverse la rivière, puis on arrive au pied d'une côte que l'on gravit pour gagner le plateau qui supporte le cône basaltique démantelé d'Itavo. A mi-côte, au village de Vinaninony, on trouve des latérites violacées fortement ravinées, puis quelques rares affleurements de roches granitoïdes qui forment évidemment le soubassement de l'Itavo.

On passe ensuite au pied même de l'Itavo, près du village de ce nom, et marchant à l'Ouest, ou même légèrement au Sud-Ouest, on traverse un grand plateau couvert par les épanchements basaltiques du volcan. Ce plateau est faiblement ondulé et couvert d'herbe; un peu au Nord ou au Nord-Ouest se trouve une chaîne rocheuse terminée par le cône volcanique admirablement conservé de Tritriv (phot. n° 2). On traverse ensuite, par un col assez bas, une première ride appelée Tsaravovona (phot. n° 3); sur les pentes, on croise des débris de roches quartziteuses du type greisen et du type des quartzites micacées; on se trouve, à ce moment déjà, dans la première zone de quartzites.

Les couches, à Tsaravovona, sont dirigées Nord 15° Ouest et plongent de 40° au Sud-Ouest. De là, on descend dans une vallée limitée à l'Ouest par une nou-

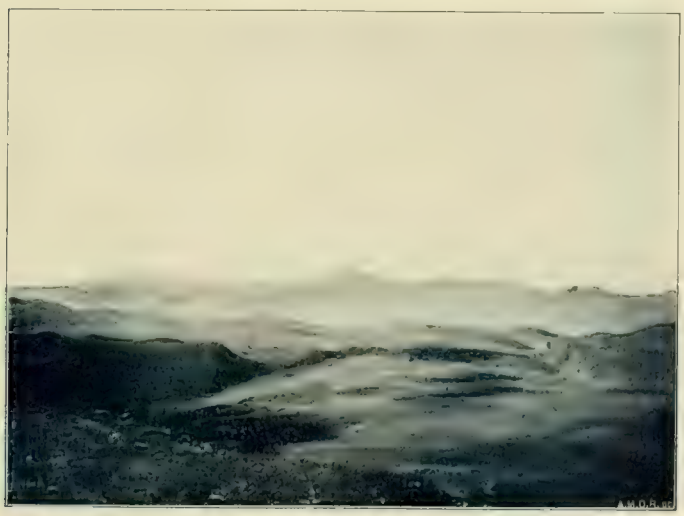
velle chaîne appelée Marossosona (phot. n° 4) et occupée par un petit cours d'eau nommé Ambatoukitsikitsika. On traverse ensuite en col la montagne de Marossosona qui est également formée par des quartzites micacées en couches très redressées et l'on arrive dans une nouvelle vallée assez élevée, herbeuse, mais qui présente cependant quelques affleurements de quartzites; à l'Ouest de ce plateau se trouve une arête rocheuse assez haute (probablement plus de 1700 m.) appelée Namarinana (phot. n° 5), qu'on traverse également en col, marchant toujours dans la direction Ouest-Ouest-Sud. Sur la crête, ainsi que sur les flancs de cette montagne, on trouve de nombreux affleurements de quartzites en bancs plongeant Ouest ou presque verticaux. A l'Ouest de Namarinana et séparée d'elle par un haut plateau parsemé d'affleurements déchiquetés de quartzites (phot. n° 6), se trouve une nouvelle crête appelée Andranoukary, qui est formée par les mêmes roches. Sur le dit plateau, les couches de quartzites sont dirigées NNO-SSE et plongent toujours vers l'Ouest de 75-80°. Les quartzites sont friables, plus ou moins micacées, litées en bancs de 0 m. 10 à 0 m. 30 et criblées de filonnets parallèles ou croiseurs de greisen de puissance variable, qui renferment presque toujours de la tourmaline noire. Andranoukary est séparée d'une haute chaîne rocheuse, qui se trouve plus à l'Ouest, par une vallée profonde appelée Ambiloména, que l'on traverse également. Elle est creusée dans les quartzites micacées qui passent parfois aux micaschistes, et qui sont traversées par les mêmes greisens tourmalinifères. La chaîne s'appelle Ampanatovana (phot. n° 7), elle cote sans doute plus de 2000 mètres: elle est entièrement formée par les quartzites qui plongent d'abord à l'Ouest, sont ensuite très redressées et, près de la crête, plongent à l'Est, d'abord assez faiblement, puis plus brusquement. On descend ensuite sur le flanc occidental d'Ampanatovana par une série de crêtes déchiquetées de quartzites séparées par de petits vallons; les quartzites plongent de nouveau à l'Ouest. Cette région s'appelle Adalantéra. On arrive alors sur un large plateau herbeux légèrement valonné et formé encore par les quartzites riches en gros affleurements de quartz faisant pressentir des filons de pegmatite en profondeur. Ce plateau s'appelle Ampatsakana (phot. n° 8); il est limité à l'Ouest par une chaîne rocheuse déchiquetée, plus élevée encore que celle d'Ampanatovana, et qui s'appelle Ambatoménaloa. Elle est formée également par les quartzites en bancs presque verticaux ou plongeant légèrement à l'Ouest. Le plateau d'Ampatsakana est raviné par une rivière qui coule sur le flanc Est d'Ambatoménaloa, dans une vallée appelée Andranoménalétra.

On ne traverse pas la chaîne d'Ambatoménaloa en col, mais on en contourne l'extrémité septentrionale; elle s'abaisse en effet considérablement de ce côté et disparaît presque, comme telle, dans la topographie. C'est à la chaîne en question

Phot. nº 5. — Vue de la chaine de Namarinana (flanc Est)

Phot. nº 6. — Vue de la crête d'Andranoukary (flanc oriental) et du plateau avec affleurements déchiquetés de quartzites.

Phot. nº 7. — Vue du flanc Est de la chaîne d'Ampanatovana et de la vallée d'Ambiloména.



Phot. nº 8. — Vue du plateau d'Ampatsakana et du flanc oriental de la chaîne d'Ambatoménaloa, depuis Ampanatovana.

que se termine la zone de quartzites de l'Est; en effet, à l'Ouest de celle-ci on trouve une région valonnée, plus basse, qui forme, en somme, un plateau herbeux qu'on appelle Analalava, lequel est constitué par des cipolins. C'est dans cette zone que se trouvent les gisements d'Antsongombato. A l'Ouest de celle-ci s'élève une nouvelle chaine de quartzites qui forme la montagne appelée Ampisana et constitue la bordure orientale de la seconde zone des quartzites. Le croquis suivant (fig. n° 3) qui n'a, vu le manque de carte, aucune prétention à l'exactitude

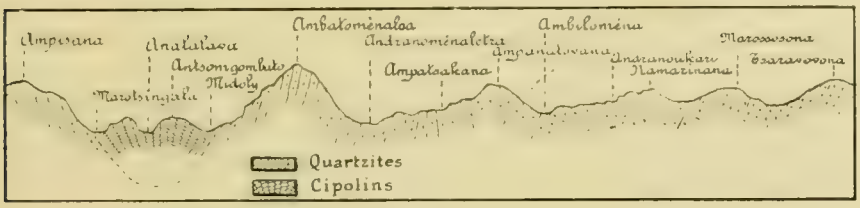


Fig. n° 3.

Profil Est-Ouest de la région comprise entre les chaines de Tsaravovona et Ampisana.

topographique, donne la disposition géologique relevée en cours de route et la position du gisement dans les formations.

§ 2. *Détail de la géologie des environs d'Antsongombato.*

Cette région est donc formée, comme nous l'avons montré, d'une bande de cipolins encaissée entre deux barres de quartzites qui forment les chaines d'Ambatoménaloa à l'Est et d'Ampisana à l'Ouest. Les cipolins se trouvent dans une zone relativement déprimée, qui constitue le plateau herbeux appelé Analalava. Un ravin très encaissé, nommé Marotsingala (phot. n^{os} 9 et 10), et occupé par un cours d'eau qui coule au Nord-Ouest, sépare les cipolins d'Analalava des quartzites d'Ampisana; une vallée, celle de Midoly, dans laquelle coule un cours d'eau dans la direction du Sud, les sépare également des quartzites de la chaine d'Ambatoménaloa (phot. n° 11 et 12). Le plateau d'Analalava est lui-même profondément raviné par un cours d'eau qui porte le même nom et qui coule en moyenne du Sud-Est au Nord-Ouest, puis à l'Ouest, et qui se réunit ensuite à celui de Marotsingala: ce cours d'eau divise la zone des cipolins en deux parties de largeur inégale, celle de l'Ouest est de beaucoup la plus étroite. Sur sa rive droite, et à quelques mètres en amont de sa jonction avec la Marotsingala, l'Analalava reçoit un petit affluent encaissé dans un ravin profond; c'est sur la rive gauche de ce ravin et tout près de l'endroit où il rejoint l'Analalava que se trouvent les quelques huttes qui forment le village d'Antsongombato (phot. n° 13).

Les cipolins affleurent en de nombreux points sur le plateau d'Analalava, leurs bancs bien lités dessinent de longues traînées à la surface du sol, ils sont jalonnés par une espèce d'aloes calcicole qui se cantonne le long des affleurements de calcaire (phot. n° 14). La direction des couches est en moyenne Nord 30° Ouest, quant au plongement, sur la partie occidentale et centrale de la zone, il est nettement Est de 50°-60°, puis en allant vers l'Est, les couches se redressent, deviennent verticales, puis plongent vers l'Ouest. Comme les quartzites d'Ambatoménaloa plongent également à l'Ouest, tandis que celles d'Ampisana plongent à l'Est, il faut en conclure que les cipolins sont nettement supérieurs aux quartzites et que la bande d'Antsongombato est manifestement synclinale. La composition de cette bande est d'ailleurs variable, vers l'Est les cipolins sont blancs, friables, saccharoïdes à grain souvent grossier; ils sont vraisemblablement dolomitiques et c'est ce facies qui constitue la plus grande partie de la zone. Vers l'Ouest, notamment sur la rive gauche de l'Analalava, ils deviennent plus schisteux, plus durs, se chargent de silicates, font difficilement effervescence aux acides, et prennent une couleur verte.

C'est dans les cipolins verts et par conséquent sur la bordure occidentale de la zone synclinale, que se trouvent les filons de pegmatite (exploités par M. Girod) fournissant cette superbe rubellite sang de pigeon qui n'a encore été rencontrée que là. Les filons sont injectés entre les couches de ces cipolins, ils affleurent à flanc de coteau sur la rive gauche de l'Analalava où ils sont exploités, puis nonobstant la direction des couches qu'ils suivent toujours, ils passent sur la rive droite tout près de la jonction de l'Analalava avec le ravin d'Antsongombato et se retrouvent sur les deux rives de ce ravin. Il y a certainement à Antsongombato plusieurs filons parallèles qui se poursuivent sur une certaine distance, ce que nous établirons après avoir fait l'examen détaillé des différents fronts de taille. Le croquis ci-dessous (fig. n° 4) rend compte de la disposition géologique indiquée.

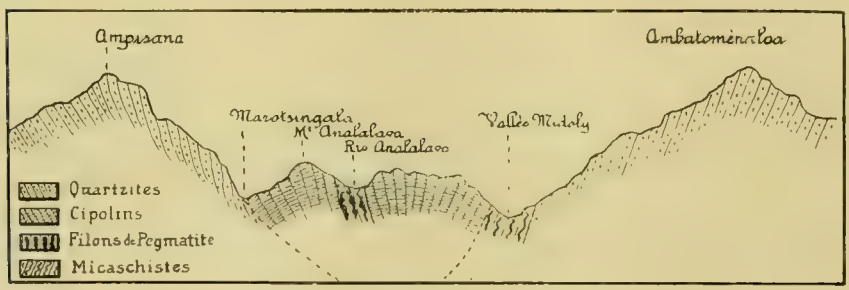


Fig. n° 4.
Profil du synclinal de cipolins de l'Analalava.

Phot. nº 9. — Vue du plateau d'Analalava A. de la chaine d'Ampisana C et du ravin de Marotsingala B.

Phot. nº 10. — Vue du ravin de Marotsingala A et de la chaine d'Ampisana B.

Phot. n° 11. — Plateau d'Analalava A. Chaine d'Ambatoménaloa B. (flanc Ouest). Entre A et B, vallée de Midoly.

Phot. n° 12. — Même vue que le n° 11 ; de plus, naissance du ravin d'Analalava, au milieu du plateau.

§ 3. *Description des veines de pegmatite reconnues à Antsongombato.*

La pegmatite affleure directement en quelques points sur le plateau d'Analalava et sur les flancs des ravins mentionnés; de plus les filons ont été attaqués en plusieurs endroits par des travaux rudimentaires à ciel ouvert qui les ont dégagés sur une certaine étendue. Le nombre total des attaques faites à Antsongombato s'élève à treize; elles sont en majorité échelonnées à différentes hauteurs sur les pentes et se trouvent en partie sur la rive gauche et sur la rive droite du torrent d'Analalava ainsi que sur les deux rives du torrent d'Antsongombato. Nous examinerons sommairement les caractères des filons mis à nu par ces différents travaux dont la fig. n° 5 donne la position respective.

Fig. n° 5.
Carte des filons et affleurements d'Antsongombato.

Tranchée N° 9. — Elle se trouve à quelques pas du village, sur la rive gauche du torrent d'Antsongombato. C'est un simple grattage ayant mis au jour un double filon de pegmatite. La veine supérieure présente au toit de la latérite, elle mesure 1 m. 60 de puissance, et se trouve séparée du filon inférieur épais de 0 m. 90 par un banc de cipolin de 0 m. 60. Ces deux filons appartiennent sans doute à une seule et même veine (fig. n° 6).

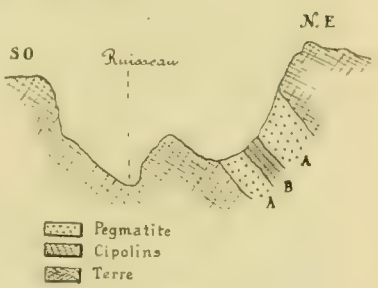


Fig. n° 6.
Profil de la tranchée n° 9.

Le mur n'est pas visible, quant au plongement il est de 40° au Nord-Est.

La pegmatite est formée de quartz, de feldspath et de *lépidolite* violacée; son grain qui est moyen s'exagère localement; elle renferme de la tourmaline noire en petite quantité et passablement de rubellite en cristaux homogènes ou zonés.

Attaque N° 10. — Elle est située sur la rive droite du torrent d'Antsongombato à quelques mètres de la précédente (35 environ) et au-dessus; elle a sans doute rencontré le même filon ou un filon parallèle très proche. L'attaque mesure une quinzaine de mètres en direction, le front de taille est à flanc de coteau et à 10 mètres environ au-dessus du ruisseau, mais le fossé creusé à 8 mètres en avant de l'attaque, arrive presque au niveau de celui-ci. Le front de taille est superbe et démonstratif (fig. n° 7). Il montre la présence d'un gros filon-couche de pegmatite dure, qui est disposé en bancs lités par un clivage secondaire (phot. n° 15). Au mur on voit un cipolin schisteux verdâtre et décomposé, au toit on ne distingue que de l'argile et du terrain superficiel. A l'intérieur du filon on remarque quelques blocs de cipolin empâtés dans la pegmatite. La veine se continue certainement assez loin, comme on peut le constater par des affleurements à flanc de coteau.

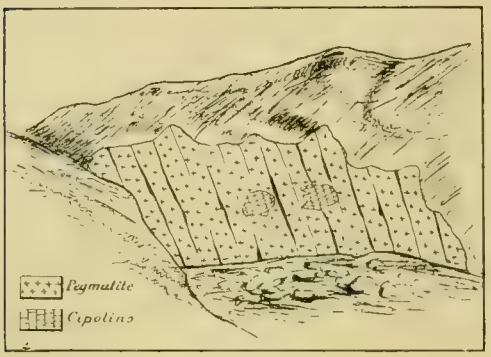


Fig. n° 7.
Vue du front de taille de l'attaque n° 10.

La pegmatite est très fraîche, blanche, à grain moyen, presque graphique en certains endroits; elle est tachetée de tourmaline noire en prismes de quelques centimètres. Ça et là on distingue de grosses lamelles de mica violacé. Sur le front de taille même, nous n'avons vu aucun cristal de rubellite mais seulement de la tourmaline noire; par contre, nous avons observé la présence de quelques jolis et petits cristaux de spessartine. La tourmaline se rencontre dans les régions où subitement le grain de la pegmatite s'exagère, elle se présente souvent en cristaux zonés.

Attaque N° 11. — Elle paraît s'aligner parallèlement aux deux précédentes et a simplement suivi sur une certaine étendue l'affleurement d'un filon à flanc de coteau. Ce n'est pas même une attaque au sens du mot, c'est un simple grattage fait dans le but de dégager le filon (phot. n° 16).

Celui-ci suit la direction générale des couches; à l'affleurement on trouve une série de gros blocs de pegmatite dure et compacte qui renferment de volumineuses

Phot. n° 13. — Vue du village d'Antsongombato et de la chaine d'Ampisana.

Phot. n° 14. — Aloès jalonnant la direction des couches de cipolin sur le plateau d'Analalava.

Phot. n° 15. — Vue du front de taille de l'attaque n° 10 montrant la disposition litée de la pegmatite.

Phot. n° 16. — Vue de l'attaque du filon n° 11.
Les hommes visibles sur la photographie jalonnent les affleurements

tourmalines noires et des rubellites de teinte rose, qui sont opaques. Au toit du filon qui plonge au Nord-Est, on trouve une fine croûte de cipolin, le mur n'est pas visible, mais à en juger par la distance sur laquelle on trouve des blocs de pegmatite à la surface du sol, ce filon doit certainement mesurer 6 à 7 mètres (fig. n° 8).

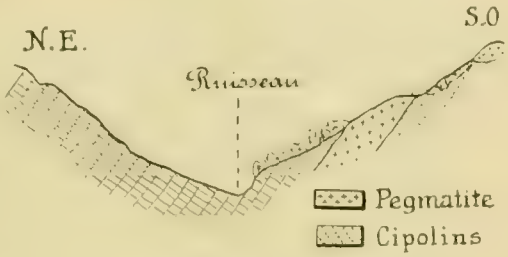


Fig. n° 8.
Profil de filon de l'attaque n° 11.

On n'a pas exploité la pegmatite en place; par contre, on a lavé et on lavait pendant notre séjour la terre et les éboulis qui se trouvent au bas de la pente, près du ruisseau, et dont le matériel constitutif provient évidemment de la pegmatite, on y a trouvé des tourmalines rubellites d'un rouge foncé de fort belle teinte, en cristaux mesurant quelques centimètres et généralement brisés. Dans le filon même, la pegmatite est surchargée de grosses tourmalines noires, puis plus rarement de rubellite opaque d'un joli rose; on y voit également des cristaux rares et petits de spessartine jaune. Ce filon est certainement très continu, car nous avons retrouvé des affleurements sur plus de 100 mètres.

Attaque N° 12. — Elle se trouve à 40 mètres environ plus haut, toujours sur la rive gauche du ravin et se compose d'une toute petite tranchée ayant suivi en direction une mince veine de pegmatite alignée parallèlement aux couches, qui mesure de 8 à 20 centimètres seulement. Le mur, ainsi que le toit, sont formés par des cipolins terreux et schisteux, originellement verdâtres, mais très décomposés. La veine est beaucoup plus minéralisée que les gros filons, elle est formée par une pegmatite compacte et blanche à gros éléments, qui est dépourvue de mica, renferme de la tourmaline noire, beaucoup de rubellite rose opaque, puis sans doute des variétés rouges dont on trouve des indications. La veine plonge comme les couches au Nord-Est de 48°.

Attaque N° 8. — Elle est située sur la rive gauche du ravin d'Antsongombato, à 15 mètres environ au-dessus du ruisseau et à l'Est de la tranchée n° 10. Elle consiste en une petite tranchée ayant mis au jour un filon de pegmatite de 0 m. 80 d'épaisseur. Au toit et au mur la pegmatite entre en contact avec des cipolins complètement décomposés en une terre jaunâtre. La pegmatite est fraîche, à grain moyen et ne renferme pas de mica blanc mais un peu de tourmaline noire et quelques indices de rubellite. Le filon parait supérieur à celui attaqué au n° 9.

Tranchée N° 7. — Elle se trouve sur la rive droite de l'Analalava et à 20 mè-

tres environ au-dessus de la rivière. C'est également un simple grattage en entrée sur un gros filon de pegmatite. La largeur découverte est de 10 mètres environ, au toit et au mur on trouve la terre végétale, mais un peu plus loin affleurent les cipolins. La pegmatite est litée en bancs parallèles, le plongement de ceux-ci est de 45° au Nord-Est. Le grain de la roche est plutôt fin, mais s'exagère localement et par place devient gigantesque, il se développe en ces endroits d'abondantes et larges lamelles de mica violacé. Dans la pegmatite on trouve très peu de tourmaline noire, par contre une multitude de petites aiguilles et cristaux translucides de tourmaline verte.

Tranchée N° 6. — Cette tranchée qui mesure 45 mètres de longueur, est située toujours sur la rive droite de l'Analalava, à douze mètres environ au-dessus de la rivière; elle a suivi en direction un filon-couche généralement assez mince que l'on voit encore encaissé dans le cipolin au front de taille de la partie inférieure de la tranchée (fig. n° 9). La veine mesure en cet endroit 0 m. 40 d'épaisseur, elle plonge en concordance avec les cipolins de 48° vers le Nord-Est. Ces derniers sont verdâtres, schisteux, très riches en silicates; ils sont très frais au mur, décomposés en argiles rougeâtres ou verdâtres au toit. A un mètre au-dessus de la veine, on voit dans ce toit une seconde et très mince veinule de pegmatite, puis tout près du front de taille de l'extrémité inférieure de la tranchée un filon croiseur vient recouper la veine principale (phot. n° 17). Ce croiseur est orienté Nord 20° Est et mesure 0 m. 60 à 0 m. 70 d'épaisseur. La pegmatite est très feldspathique, fraîche et dure, elle renferme de la tourmaline noire, beaucoup de rubellite opaque qui forme souvent zone autour des cristaux noirs, de l'indicolithe, un peu de tourmaline verte et sans doute un peu de triphane. La belle rubellite rouge sang ou rose foncé paraît être assez abondante dans cette veine qui a été passablement travaillée et qu'on exploite à ciel ouvert. Sur cette tranchée on peut aisément constater l'allure irrégulière des filons-couches de pegmatite; ainsi sur une attaque qui se trouve un peu au Sud de l'extrémité inférieure de la tranchée, la veine se rétrécit considérablement, mais à 2 m. 50 au-dessus on voit apparaître une seconde veinule de 0 m. 10 d'épaisseur.

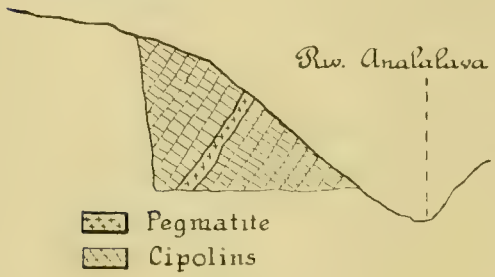
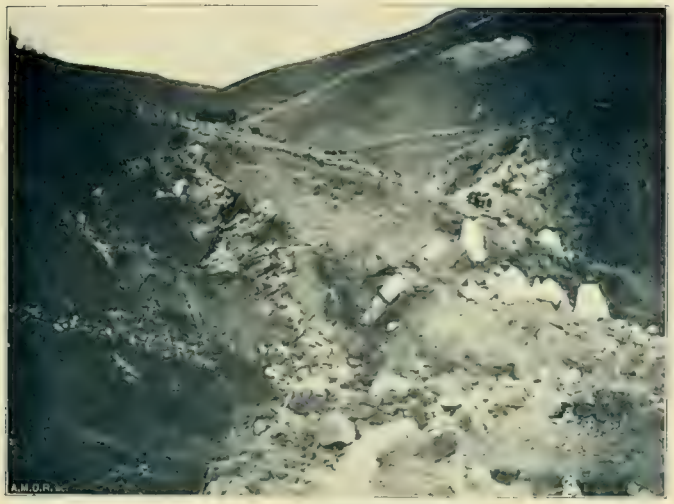
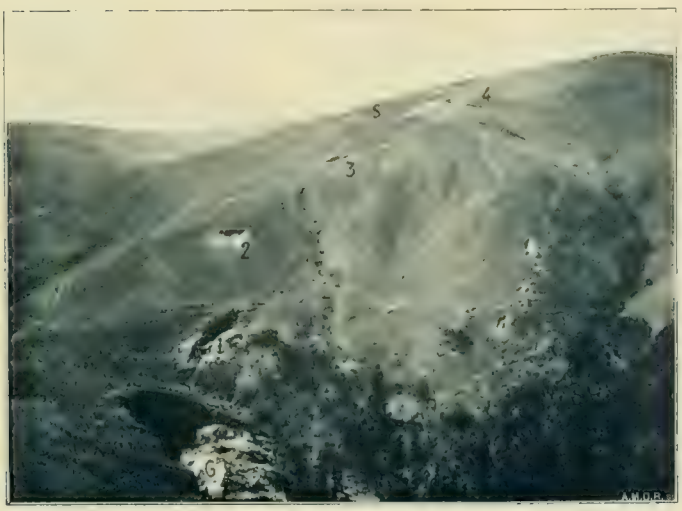


Fig. n° 9.
Profil de la veine à la tranchée n° 6.

A en juger par les nombreux débris de jolies tourmalines transparentes et de belle teinte que l'on voit dans les déblais, ce filon a dû contenir passablement de rubellite.



Phot. nº 17. — Vue de la mince veine de pegmatite à la tranchée nº 6; à gauche, le croiseur.



Phot. nº 18. — Vue des différentes attaques faites sur la rive gauche de l'Analalava.

Attaque N° 1. — Elle se trouve à quelques mètres au-dessus de la rive gauche de l'Analalava et certainement sur le prolongement de la veine qui passe à la tranchée N° 6 et qui traverse la rivière (phot. n° 18). Cette veine affleurait à flanc de coteau sur une pente assez abrupte. L'attaque se trouve à 10 mètres environ au-dessus du niveau de la rivière et à 30 mètres de distance comptés selon la pente, la courte tranchée exécutée est en entrée sur le filon. Comme elle a suivi la pente du terrain elle a découvert le filon sur une certaine hauteur, ce qui permet de se rendre compte de son allure en profondeur. Au front de taille même, il mesure près de son affleurement 0 m. 20 au plus, puis il se renfle et s'élargit rapidement, plus bas sa largeur est alors de 0 m. 80. Ce filon présente donc nettement une disposition lenticulaire (fig. n° 10); en même temps on peut voir qu'il empâte les fragments de cipolin qu'il injecte par de fines apophyses. Il est intercalé dans les calcaires métamorphiques qui plongent de même que la veine de 40° au Nord-Est. La pegmatite est absolument identique à celle de l'attaque N° 6, elle est riche en rubellite rose et en indicolite.

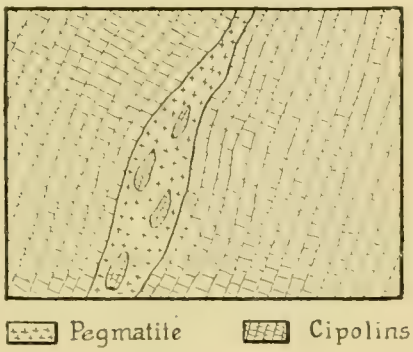


Fig. n° 10.
Disposition lenticulaire de la veine à l'attaque n° 1.

Attaque N° 2. — Elle se trouve à 15 mètres environ au-dessus du N° 1 et consiste en un simple grattage du sol qui a mis à nu une pegmatite assez grossière sans mica, avec tourmaline noire et traces de tourmaline rouge.

Attaque N° 3. — Elle est placée à une vingtaine de mètres au-dessus de l'attaque N° 2 et se borne à une simple découverte du filon. Sur le petit front de taille de celle-ci, on observe trois veines lenticulaires parallèles de pegmatite (fig. 11) qui mesurent respectivement 0 m. 25, 0 m. 10 et 0 m. 30 d'épaisseur. La pegmatite dure est à grain moyen, sans mica; elle paraît être très riche en rubellite foncée dont on peut voir de nombreux éclats et d'assez jolis cristaux engagés dans la gangue.

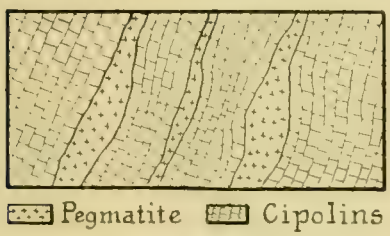


Fig. n° 11.
Veines de pegmatite à l'attaque n° 3.

Attaque N° 4. — Celle-ci est beaucoup plus importante, et se trouve à une quinzaine de mètres au-dessus du N° 3. La tranchée qui suit le filon, mesure

21 mètres de longueur; celui-ci y a été enlevé sur une hauteur de 5 mètres. La veine intercalée dans les cipolins est dirigée comme eux Nord 20° Ouest et plonge en moyenne de 40° au Nord-Est; elle présente des caractères assez différents le long de la tranchée. Au front de taille de l'extrémité Sud-Est (phot. n° 19), son épaisseur est de 0 m. 30 à l'affleurement, de 0 m. 45 au milieu, et de 0 m. 60 au seuil; dans la partie moyenne de la tranchée et près du seuil, elle est de 1 mètre, au front de taille de la partie Nord-Ouest (phot. n° 20) la disposition change totalement et la veine unique se ramifie en trois veines lenticulaires parallèles qui mesurent respectivement 0 m. 60, 0 m. 20 et 0 m. 60 dans leur partie la plus épaisse. Les cipolins du toit et du mur sont verts, schisteux et très chargés de silicates; ils sont en partie décomposés. La pegmatite dure et blanche est d'un grain plutôt moyen; ce grain s'exagère par places et les individus constitutifs peuvent alors devenir gigantesques. Elle renferme de la tourmaline noire, beaucoup de rubellite opaque rouge ou rose et de l'indicolite; c'est la rubellite qui domine parmi les éléments accessoires; on y rencontre aussi un peu de grenat, mais pas de lépidolite. Les belles tourmalines rouge sang de couleur plutôt foncée et transparentes, paraissent assez abondantes dans les cryptes de ce filon.

A quinze mètres plus au Nord, on a fait une petite fouille pour retrouver la veine; dans le fond du puits carré profond de deux mètres à peine qu'on a creusé, on voit deux filonnets lenticulaires de pegmatite dure qui mesurent respectivement 0 m. 20 et 0 m. 40 d'épaisseur et se réunissent en une seule veine au bord Nord-Ouest de la fosse (fig. n° 12).

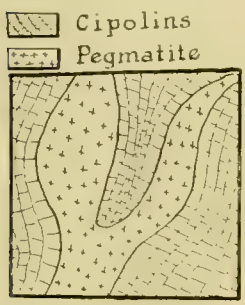


Fig. n° 12.
Disposition de la veine au Nord de l'attaque n° 4.

A dix mètres plus au Nord, il existe une deuxième fouille qui montre la même veine affleurant avec plus de 5 mètres d'épaisseur, mais elle semble brusquement interrompue par un rejet, et la pegmatite bute contre les cipolins.

Attaque N° 5. — Elle se trouve à une cinquantaine de mètres de la précédente, mais atteint un filon situé plus au Sud-Est. La tranchée a suivi celui-ci sur 7 ou 8 m. et en a décapé seulement le toit sur lequel on peut relever un plongement de 45° au Nord-Est. Le filon est intercalé comme toujours dans les cipolins et parallèlement aux couches; ne voyant pas le mur, on ne peut évaluer l'épaisseur; mais comme on a détaché des blocs parallélipipédiques qui mesurent 0 m. 45 de côté, cette épaisseur est certainement supérieure à ce chiffre. La pegmatite est blanche, dure également et sans mica; elle renferme de la tourmaline noire et de la rubellite, plusieurs spécimens de ce minéral sont même assez jolis.

Phot. n° 19. — Vue du front de taille de la partie S.-E. de la tranchée n° 4, montrant la veine de pegmatite A dans le cipolin B.

Phot. n° 20. — Vue du front de taille de la partie N.-O. de la tranchée n° 4. A^1, A^2, A^3 sont les veines lenticulaires de pegmatite ; B est le cipolin.

Attaque N° 13. — Celle-ci se trouve sur la rive droite de l'Analalava, mais sensiblement en amont des attaques précédemment examinées. Elle a mis à nu un gros filon qui, par sa position, vient certainement à l'Est des précédents, et qui est le dernier de la série de ce côté. Il est intercalé en effet dans les cipolins blancs et saccharoïdes, qui font suite aux cipolins verts; plus à l'Est, nous n'avons jamais rencontré de filons de pegmatite dans les mêmes formations. Le filon en question a été simplement écrêté, il affleure à flanc de coteau à 10 mètres au-dessus de la rivière et parallèlement à celle-ci, il a été découvert sur une vingtaine de mètres environ. Au toit du filon on aperçoit la terre végétale, mais à quelques centimètres déjà apparaissent les cipolins qui plongent comme le filon de 40° au Nord-Est; au mur, on trouve les cipolins compacts et grenus de couleur blanche; le filon lui-même mesure plus de 8 mètres d'épaisseur (fig. n° 13). La pegmatite qui est dure et fraîche également, est d'un grain moyen, avec des régions où ce grain s'exagère sans toutefois devenir excessif. Elle est très feldspathique et le quartz paraît comme isolé et enclavé dans le feldspath. Le filon semble lité en bancs de 0 m. 25 à 0 m. 30 d'épaisseur. Le contact avec le mur est toujours franc, mais on observe quelques petits blocs de cipolin enclavés dans la pegmatite près de ce contact. Celle-ci renferme passablement de tourmaline noire en prismes parfois assez gros, puis de la rubellite moins abondante opaque et de belle couleur, de l'indicolite et un peu de grenat jaune. Nous avons vu dans les déblais quelques menus débris de belle tourmaline rouge transparente, et on a extrait de ce filon quelques jolies pierres de teinte foncée.

Dans la partie Sud-Est du plateau d'Analalava, qui se trouve sur la rive gauche de la rivière, nous avons encore constaté la présence d'assez gros affleurements d'une pegmatite dure qui est criblée de volumineuses tourmalines noires; ces filons n'ont pas été découverts ni examinés de plus près.

§ 4. *Succession probable des filons de pegmatite à Antsongombato.*

En suivant attentivement la description des différentes attaques, on pourra se convaincre qu'il existe certainement à Antsongombato plusieurs filons-couches parallèles intercalés dans les cipolins, qui se succèdent régulièrement de l'Ouest vers l'Est. Le filon le plus occidental est celui qui est attaqué par la tranchée N° 4, il se continue sur une assez grande étendue, car c'est certainement lui qui a été recoupé par les deux fouilles secondaires dont il a été question. On le voit d'ailleurs dessiner un épaulement à flanc de coteau sur le versant Nord de la colline d'Analalava où il est jalonné par une série continue de petits affleurements blancs (phot. n° 18). Il traverse ensuite la rivière, passe obliquement au flanc Sud de la mon-

tagne d'Antsongombato, traverse le ravin de ce nom et affleure probablement sur sa rive droite ; il est possible, en effet, que ce soit le prolongement de ce filon qui a été rencontré par l'attaque N° 12. Le second filon qui est situé à l'Est du premier, est celui rencontré par la tranchée N° 5 ; nous ne savons rien de son étendue ni de sa continuité ; il est possible que l'attaque N° 3 ait rencontré le même filon ou un filon voisin parallèle et un peu plus à l'Est, mais il n'existe pas d'affleurements indicateurs pour renseigner à cet égard. Le troisième filon est celui qui a été découvert par les tranchées N^{os} 1, 6 et 7 ; il traverse la rivière et passe sur la rive droite de l'Analalava ; il a été reconnu partiellement sur une centaine de mètres environ ; c'est celui qui a donné lieu aux travaux d'exploitation les plus considérables. Peut-être est-ce lui qui réapparaît à la taille N° 10, sur la rive droite du ravin d'Antsongombato, mais on ne peut également pas l'affirmer. Le quatrième filon, qui est très voisin du précédent, est celui rencontré par les fouilles N^{os} 8 et 9 ; il est probable que c'est ce filon qui passe sur la rive droite du ravin d'Antsongombato et se retrouve à la tranchée N° 11 ; c'est peut-être aussi simplement le prolongement du N° 3 qui serait alors légèrement rejeté vers l'Est. Quant au dernier filon rencontré en allant vers cette direction, c'est celui qui affleure à la tranchée N° 13 et qui, s'il se prolonge, devrait passer sensiblement à l'Est du village d'Antsongombato où sa présence n'a jusqu'ici pas encore été constatée (fig. n° 13). Nous n'avons jamais croisé d'autres filons de pegmatite dans la bande de cipolins blancs qui se trouve à l'Est de ce dernier filon ; par contre, il est plus que vraisemblable qu'on en trouvera de nouveaux entre ceux qui sont actuellement reconnus ou plus à l'Ouest et au Sud-Ouest.

Fig. n° 13.
Profil du filon de la taille n° 13.

§ 5. *La région comprise entre Antsongombato et Tétésantsio.*

Pour se rendre à Tétésantsio depuis Antsongombato, on marche à l'Est, ou mieux légèrement au Sud-Est et on traverse obliquement le plateau herbeux d'Analalava, sur lequel on voit de superbes affleurements de calcaires blancs cristallins dirigés Nord-Nord-Ouest et jalonnés par des aloès calcicoles, puis on descend dans la vallée de Midoly. Depuis le plateau, on a une vue étendue sur la bande des cipolins, qui, du côté du Sud, se continue à perte de vue, encaissée entre la chaîne d'Ambatomenaloa et celle d'Ampisana (phot. n^{os} 21, 22 et 23). On suit alors la vallée de

Phot. n° 21. — Vue de la continuation des cipolins d'Analalava vers le Sud, prise depuis le plateau.
A, plateau d'Analalava; B, montagne d'Ampisana; C, collines formées par les cipolins; D, chaîne d'Ambatoménaloa.

Phot. n° 22. — Même vue, prise plus au Sud.

Midoly, où l'on voit que les cipolins blancs entrent en contact immédiat, non pas avec les quartzites de la chaine d'Ambatomenaloa, mais avec une mince bande de micaschiste qui se trouvent sur ces quartzites. Le plongement de ces différentes roches se fait ici vers l'Ouest, mais il est très rapide. Chemin faisant on croise une fouille qui est un simple puits fait sur un filon de pegmatite encaissé dans les micaschistes. Au Sud de cette fouille, la bande de cipolins se rétrécit, et, dans la vallée même, on croise, sur la rive gauche de la rivière, un gros filon de pegmatite blanche qui a été gratté à la surface. Cette pegmatite renferme quelques gros cristaux de mica noir et quelques indices de jolie rubellite. Le filon est très certainement épais, à en juger par l'allure des affleurements, ceux-ci se continuent sur plus de 40 mètres. En cet endroit, la bande de cipolins est très resserrée entre les deux barres de quartzites et mesure un kilomètre de largeur à peine; la rivière qui occupe la vallée passe au milieu de cette bande, qui forme, de part et d'autre, des collines assez abruptes. Les fig. n° 14 et n° 15 montrent l'allure de la bande synclinale des cipolins du Nord vers le Sud. Tétésantsio se trouve sur celle développée sur la rive droite et près de la crête, à une faible distance du contact des cipolins avec les quartzites du flanc Est de la chaine d'Ampisana, qui forment de grandes dalles plongeant à l'Est (phot. n° 24).

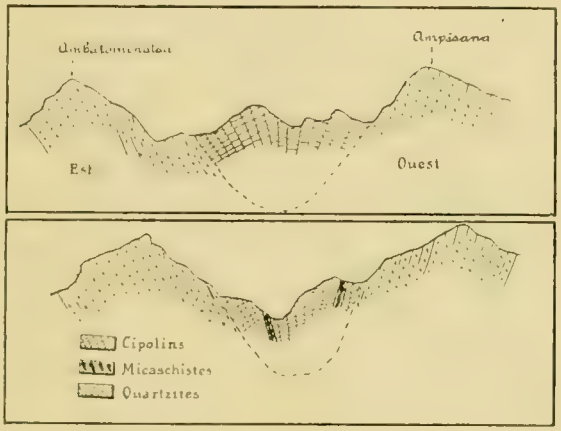


Fig. n° 14.
Profil de la bande des cipolins au Sud de l'Analalava.

Fig. n° 15.
Même profil plus au Sud.

§ 6. *Description des veines de pegmatite reconnues à Tétésantsio et considérations relatives à ce gisement.*

Les recherches faites à Tétésantsio sont peu considérables et consistent en deux fouilles établies dans le but de découvrir une veine encaissée dans le cipolin, à quelques mètres des quarzites. La première attaque se trouve à 80 mètres

environ des quartzites d'Ampisana; elle consiste en une petite tranchée de 7 mètres de longueur, qui suit la veine en direction. Le front de taille est entièrement formé par des cipolins schisteux, verdâtres, très altérés, parfois changés en argile ocreuse, qui sont concordants avec les quartzites et plongent de 80° à l'Est. La veine apparaît sur le front de taille et mesure en moyenne 0 m. 15 au plus; elle est, comme d'habitude, intercalée parallèlement aux couches (fig. n° 16). La pegmatite est à grain assez grossier, elle renferme de la tourmaline noire, et principalement de la rubellite rouge foncé, qui paraît très abondante ici.

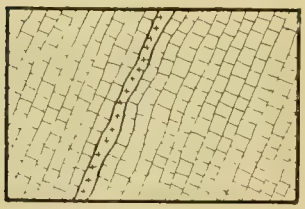


Fig. n° 16.
Profil montrant la disposition de la veine à Tétésantsio.

A 200 mètres plus au Sud et un peu plus bas, se trouve une nouvelle attaque qui, sous forme d'une tranchée de 6 mètres de longueur, a suivi en direction une nouvelle veinule également intercalée dans les cipolins verts complètement décomposés. La veinule, qui est dirigée Nord-Nord-Ouest, est presque verticale; la pegmatite qui la compose est littéralement criblée de cristaux de rubellite qui y est souvent plus abondante que le feldspath ; la teinte de cette rubellite est d'un beau rouge. Dans un petit ravin occupé par un ruisselet qui passe près de là, on trouve de nombreux débris de la même pegmatite, qui est toujours d'une richesse exceptionnelle en rubellite dont les cristaux se développent parfois normalement aux épontes.

Comme on peut le voir par ce qui précède, les veines de pegmatite sont à Tétésantsio incomparablement moins belles et moins nombreuses qu'à Antsongombato, mais elles viennent par leur présence attester la continuité des filons dans toute la zone des cipolins de l'Analalava. La rubellite est un élément constitutif accessoire absolument constant de ces pegmatites et y présente une grande uniformité d'aspect. On remarquera que les filons minéralisés se trouvent toujours sur le bord occidental de la bande des cipolins, près du contact de ces derniers avec les quartzites, et dans les cipolins verts.

CHAPITRE IV

Description des gisements de pegmatite. Le centre de Mandrarivo.

§ 1. Géologie des environs de Mandrarivo. — § 2. Enumération des principaux gisements. — § 3. Le gisement d'Antaboko. — § 4. Le gisement de Tétéhina. — § 5. Le gisement d'Ambatolampy. — § 6. Les filons de pegmatite voisins de Mandrarivo. — § 7. Le gisement de Tsaravovona.

§ 1. *Géologie des environs de Mandrarivo.*

La géologie des environs de Mandrarivo est fort simple; toute la région est en effet comprise dans la zone des quartzites et se trouve à l'Est de la chaîne de Tsaravovona que l'on traverse plus au Nord pour aller à Antsongombato. On arrive au village de Mandrarivo par le même chemin que celui qui conduit au col de Tsaravovona, mais sur le plateau d'Itavo, on marche plus au Sud ou au Sud-Est, Mandrarivo se trouve d'ailleurs à vol d'oiseau à une faible distance du col en question. En effet, au Sud de celui-ci, la crête de Tsaravovona est accompagnée de plusieurs petites et courtes rides parallèles qui lui font suite vers l'Est. C'est d'abord celle de Raininoro qui vient directement à l'Est de Tsaravovona avec le petit mouvement de terrain secondaire de Fatihita, puis la crête de Tétéhina, et enfin celle d'Antsofimbato, la plus orientale. Ces différentes rides s'atténuent du côté du Nord; vers le sud, elles finissent rapidement en pointe et s'abaissent à la naissance d'une grande vallée, encaissée à l'Ouest par le prolongement Sud de la crête de Marossosona (qui porte ici certainement un autre nom) et à l'Est par une très longue chaîne de quartzites, celle de l'Ibity qui naît à une petite distance au Sud de la terminaison de la ride qui prolonge Antsofimbato de ce côté, et qui se continue fort loin vers le Sud avec des caractères analogues. Cette vallée est celle de la Sahatany, et les divers torrents qui occupent la patte d'oie formée par la terminaison Sud des rides indiquées, se réunissent bientôt pour donner naissance à la rivière du même nom, qui coule vers le Sud. La grande dépression située entre la haute barrière de l'Ibity et celle qui prolonge Marossosona au Sud, n'est pas plate, elle

est occupée par des collines considérablement plus basses, dont l'aspect et la couleur rappellent absolument ceux des collines de la dépression située entre Ambatoménaloa et Ampisana, qui sont, comme nous l'avons vu, formées par les cipolins. C'est au milieu de ces collines que la Sahatany s'est frayé un passage. Le croquis (fig. n° 17) qui n'est pas un plan, mais une simple figuration des lieux, donne une idée de la disposition indiquée.

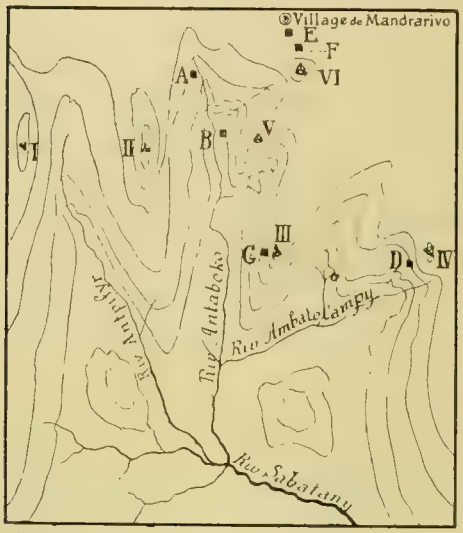


Fig. n° 17.
Carte des gisements de Mandrarivo.

A = gisement d'Antaboko.
B = gisement de Fatihita.
C = gisement de Tétéhina.
D = gisement d'Ambatolampy.
E et F = fouilles voisines de Mandrarivo.
I = Sommet de Tsaravovona.
II = Crête de Raininoro.
III = Crête de Tétéhina.
IV = Sommet d'Ambatolampy.
V = petite crête de Fatihita.
VI = Antsofimbato.

Toutes les crêtes en question sont formées par les quartzites qui plongent régulièrement à l'Ouest, comme d'habitude; cependant à plusieurs reprises et notamment dans l'extrémité Sud des rides ci-dessus, le granit perce en boutonnières au milieu de celles-ci (phot. n° 25); et il est certain que partout où les quartzites sont en place, elles ne forment qu'une croûte relativement très mince sur le granit resté au-dessous. Quant aux collines qui occupent la dépression de la Sahatany, elles sont formées par les cipolins de la zone orientale, qui naît à quelques centaines de mètres au Sud de la terminaison des rides en question; comme aucune des attaques des gisements de Mandrarivo ne se trouve dans ces roches, nous ne nous en occuperons pas pour le moment, devant y revenir à propos de Tsilaisina.

Les filons de pegmatite qui sont exploités sur plusieurs points assez distants, sont sans relation les uns avec les autres et encaissés, soit dans les quartzites, soit dans le granit. Dans le premier cas, ils sont presque toujours intercalés parallèlement aux couches et très localisés. La multiplicité des attaques et surtout des grattages superficiels dans les environs de Mandrarivo, montre que les veines de pegmatite sont une formation banale; nulle part cependant, nous n'avons rencontré de

Phot. n° 25. — Contact du granit et des quartzites à Fatihita.
A droite, le granit ; à gauche, les quartzites.

Phot. n° 26. — Vue générale plongeante des deux cavités d'Antaboko.

filon qui présente une continuité comparable à celle observée sur certaines formations analogues d'Antsongombato. La pegmatite est presque partout complètement décomposée et renferme d'habitude de la tourmaline noire, très souvent du béryl, et plus rarement de la rubellite violacée.

§ 2. *Enumération des principaux gisements.*

Les filons attaqués à Mandrarivo sont, comme nous l'avons dit, situés en des points fort différents; les principaux se trouvent à Antaboko, à la naissance du ravin placé entre Raïninoro et la crête de Fatihita, puis un peu plus bas, à Fatihita même, ensuite à l'extrémité Sud de la crête de Tétéhina, et enfin à Ambatolampy sur le flanc Ouest de la montagne de ce nom, à peu près vis-à-vis de Tétéhina. Nous avons visité aussi près du village quelques fouilles faites par différentes personnes et qui ont mis à jour plusieurs dykes et filons de pegmatite, puis encore une petite attaque qui se trouve sur le flanc Sud-Est de Tsaravovona et de laquelle on a extrait des pierres assez jolies.

§ 3. *Le gisement d'Antaboko.*

Il se trouve dans le lit même du torrent de ce nom qui descend dans la vallée de la Sahatany entre les crêtes de Raïninoro et de Fatihita (fig. n° 18), et consiste en un filon de pegmatite intercalé dans les quartzites. Les travaux qui sont au niveau même du torrent sont représentés en deux excavations voisines (phot. n° 26) faites sur le bord même de celui-ci. Les deux attaques se trouvent sur le même filon; les quartzites qui forment le mur et qu'on voit en place sur la rive gauche du ravin, plongent de 60° au Nord-Ouest; elles sont litées et de type micacé. Au toit on ne voit, il est vrai, que de la terre, mais les quartzites se trouvent tout près de là sur les pentes. Le filon suit manifestement la

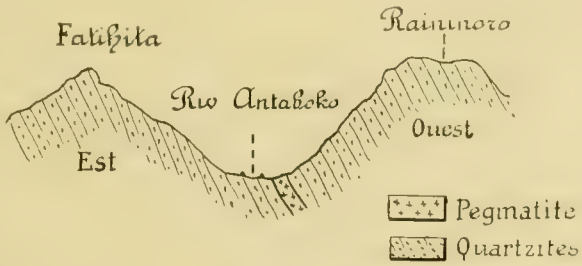


Fig. n° 18.
Profil par le gisement d'Antaboko.

direction des couches qui n'est pas celle du ravin, il passe certainement plus à l'Ouest, sur le flanc oriental de la pente qui domine la rive droite du torrent.

L'excavation de l'attaque inférieure mesure environ sept mètres de longueur (phot. n° 27), elle a suivi visiblement le filon en direction, mais, comme les déblais recouvrent le contact de la pegmatite avec son mur à cet endroit, on ne peut estimer exactement l'épaisseur du filon, celle-ci dépasse en tout cas quatre mètres (fig. n° 19). La pegmatite s'enfonce régulièrement sous les quartzites avec un plongement très brusque; elle est d'un type assez spécial, à gros individus; le feldspath est ici une superbe amazonite bleu clair. Le quartz est de couleur grisâtre, et les micas blancs et noirs s'y rencontrent en larges lamelles. Les cryptes paraissent assez abondantes dans la pegmatite, elles contiennent fréquemment d'énormes cristaux de quartz admirablement cristallisés. Comme minéraux accessoires on trouve de la rubellite généralement zonée et de teinte violacée, puis du béryl d'un bleu foncé avec pointe de noir. La pegmatite est fort décomposée, et les minéraux y sont toujours très altérés, ils sortent de l'excavation en fragments ou en petits débris, quelquefois cependant en cristaux encore intacts. Le béryl bleu est accompagné d'un béryl truité de zones bleues et roses, de couleur généralement pâle.

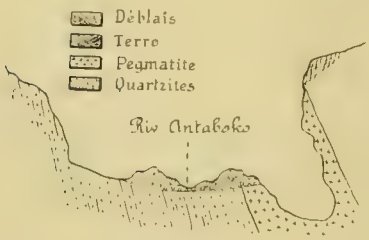


Fig. n° 19.
Profil à travers la cavité inférieure d'Antaboko montrant la disposition du filon.

La deuxième attaque, qui est à quelques mètres plus au Nord, est restée en grande partie dans les quartzites; le filon n'apparaît que dans le haut de la taille. Il repose sur les quartzites au mur, tandis qu'au toit on trouve la terre végétale (fig. n° 20). La pegmatite est ici nettement graphique, le feldspath présente une couleur blanche, la roche est aussi moins décomposée que celle exploitée un peu plus bas, et paraît renfermer les mêmes minéraux accessoires.

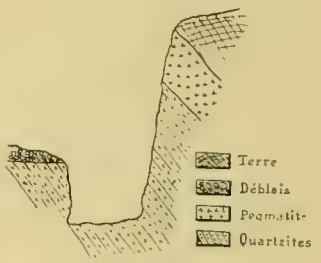


Fig. n° 20.
Profil par la cavité supérieure d'Antaboko.

Au Sud et au Nord des travaux on ne trouve pas d'affleurement permettant de conclure que ce filon se continue en direction, le sol est d'ailleurs partout recouvert.

Depuis le gisement d'Antaboko, nous sommes descendus le long du torrent du même nom. Un peu en aval d'Antaboko, à l'endroit appelé Fatihita et sur la rive

gauche du torrent, le granit affleure au milieu des quartzites (phot. N° 25). Là se trouve une tranchée qui a été faite dans le but d'explorer un filon de pegmatite qui se trouve encaissé dans ce granit. La tranchée, qui mesure dix mètres de longueur, a apparemment suivi le filon en direction ; elle est orientée Nord-Est Sud-Ouest, ce qui montre bien qu'il ne s'agit pas ici d'un filon-couche.

Le granit encaissant est complètement kaolinisé, et nulle part dans les tranchées on ne peut voir la pegmatite en place, mais dans les déblais on trouve des blocs de cette pegmatite et de quartz gris, empâtant de la tourmaline noire. Il paraît qu'on a extrait de cette tranchée des cristaux de béryl décomposés dans lesquels on a trouvé quelques régions saines de couleur bleu pâle.

§ 4. *Le gisement de Tétéhina.*

Il se trouve à l'extrémité Sud de la crête de Tétéhina et légèrement sur le flanc Ouest de celle-ci. A cet endroit, le granit perce dans les quarzites, mais comme nous avons retrouvé ces roches sur la crête même, puis sur le flanc Ouest de la montagne d'Ambatolampy, il faut en conclure que le profil de cette région doit être à peu près le suivant (fig. n° 21).

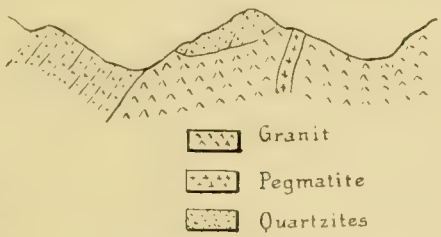


Fig. n° 21.
Profil par le gisement de Tétéhina.

Le filon exploité à Tétéhina est situé à flanc de coteau, à 200 mètres environ du thalweg de la vallée ; il est encaissé dans un granit gneissique à grain plutôt fin, (voir la description pétrographique, chapitre II), et de type granulitique, qui affleure tout près de l'attaque en gros blocs arrondis et émoussés. Il a été attaqué et suivi en direction par une tranchée longue d'environ vingt-cinq mètres ; là où le filon a été extrait, cette tranchée qui est assez étroite, a de 6 à 8 mètres de profondeur, les parois en sont presque verticales. La direction du filon est Nord 15° Est, il plonge à l'Est de 42°-45°. Au front de taille, il présente la disposition indiquée par la fig. n° 22. Il mesure 1 m. 20 dans la partie la plus épaisse, puis il se rétrécit vers le bas et se bifurque. Au toit comme au mur, le granit est entièrement altéré. En suivant l'affleurement du filon sur le seuil déblayé de la tranchée, on observe qu'il présente sur

Fig. n° 22.
Profil montrant la disposition du filon de Tetéhina.

toute sa longueur une série de parties étranglées et renflées qui alternent; l'épaisseur maxima de celles-ci ne dépasse pas 1 mètre.

La pegmatite est complètement décomposée et tombe en poussière; elle est parfois difficile à distinguer de ses salbandes, toujours très feldspathique et à éléments plutôt gros. Au front de taille, on voit d'assez nombreux cristaux de tourmaline noire dans la masse décomposée; on a extrait aussi de ce filon plusieurs gros prismes de béryl complètement kaolinisés, sur lesquels on a trouvé cependant quelques fragments encore limpides et de couleur bleu verdâtre.

§ 5. *Gisement d'Ambatolampy.*

Il est situé à 500 mètres environ à l'Est de Tétéhina et à flanc de coteau sur la pente Ouest de la montagne d'Ambatolampy; il comporte un filon de pegmatite qui est intercalé dans les quartzites et suit la direction de celles-ci qui est NNO-SSE.

Les travaux consistent en une tranchée qui a suivi et découvert le filon et qui mesure 18 mètres de longueur; sur cette tranchée on a creusé deux excavations plus profondes dans le but d'extraire la pegmatite. La première, qui se trouve à l'extrémité sud de la tranchée, mesure 3 mètres de largeur sur 6 de hauteur et 5 de longueur; les parois en sont de nature argileuse et ont l'aspect que présentent les quartzites décomposées. On remarque cependant un peu de pegmatite très altérée au toit. Un seuil rocheux, entièrement formé par des quartzites décomposées et litées plongeant Est 40°, sépare cette cavité de la seconde.

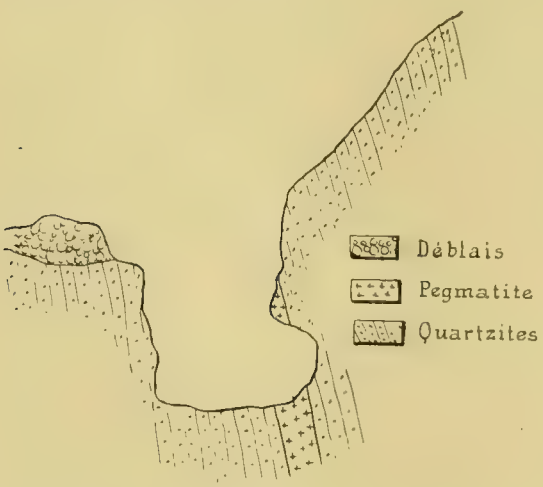


Fig. n° 23.
Profil par la cavité d'Ambatolampy montrant la disposition du filon.

A l'époque de notre première visite au gisement, on voyait un trou irrégulier ayant plus de 7 mètres de profondeur, qui paraissait entièrement creusé dans la

pegmatite; cependant, sur la partie Nord, qui ressemblait vaguement à un front de taille, nous avons pu relever la succession suivante : 1. quartzite; 2. mince filon de pegmatite; 3. quartzites décomposées; 4. pegmatite; 5. quartzites. La pegmatite a une faible épaisseur; il est évident que le filon se ramifiait ici, comme c'est fréquemment le cas. La fig. n° 23 en donne la disposition.

Au Nord de la deuxième cavité le sol était simplement décapé et l'on voyait, du côté du toit, de petits lits de quartzite décomposée en place, mais le filon n'était pas apparent en cet endroit. Comme les déblais avaient été rejetés sur le bord même de la tranchée, il était souvent difficile de voir la disposition du mur.

Un approfondissement de la cavité principale fait ultérieurement a montré que le filon de pegmatite se rétrécissait rapidement en profondeur, et un rudiment de galerie fait jusqu'au mur a de suite rencontré les quartzites plongeant à l'Est.

La pegmatite d'Ambatolampy est blanche, kaolinisée et décomposée; elle renferme de gros cristaux de tourmaline noire et du béryl kaolinisé qui paraît être surtout associé à de gros individus de quartz; on a extrait de ce filon quelques prismes altérés de béryl qui, à l'intérieur, renfermaient des parties d'un bleu d'azur ayant fourni de fort jolies pierres.

§ 6. *Les filons de pegmatite voisins de Mandrarivo.*

Près du village de Mandrarivo, la pegmatite affleure en plusieurs points sur lesquels des recherches plus ou moins sérieuses ont été faites.

Sur le plateau, au Sud-Est du village et à quelques mètres de celui-ci, on a fait sur un affleurement de pegmatite un grattage consistant en un fossé de 4 mètres de longueur sur 2 de large et 4 de profondeur et qui est resté entièrement dans une roche complètement décomposée, dans laquelle on a trouvé quelques petits prismes très clairs de tourmaline. On ne voit ni toit ni mur à la pegmatite, qui forme probablement ici un dyke dans les quartzites.

A 250 mètres de là, une seconde fouille a rencontré une pegmatite à mica blanc, à grain plutôt grossier, dans laquelle on a trouvé des tourmalines roses de petite dimension et du béryl incolore en petits cristaux. Ces deux fouilles n'ont pas été continuées.

Sur la crête d'Antsofimbato, un peu au Nord-Est du village, il existe des travaux plus importants exécutés sur un filon, propriété d'un M. Heil. Ceux-ci consistent en une assez grande excavation faite sur un affleurement de pegmatite qui contenait du béryl. Cette pegmatite forme certainement un gros dyke irrégulier au milieu des quartzites, car l'examen des travaux ne permet de reconnaître ni une

direction déterminée, ni un plongement caractérisé ; on ne voit pas même la nature des roches encaissantes, mais comme les quartzites se rencontrent tout près de là, il est certain que le filon de pegmatite les traverse.

La pegmatite est très décomposée, friable ; elle renferme beaucoup de mica blanc et un peu de tourmaline. On en a extrait passablement de béryl incolore et très limpide.

§ 7. *Le gisement de Tsaravovona.*

Sur le flanc Nord-Est de la montagne de Tsaravovona on a fait une petite fouille de quelques mètres de diamètre et de quelques mètres de profondeur qui a rencontré une terre rougeâtre mêlée à des blocs anguleux d'une roche quartziteuse ressemblant absolument à un greisen, et qui est surchargée de tourmaline noire. Cette fouille a été certainement faite sur des éboulis ; on en a retiré un prisme pesant plus de 25 kilos, d'un superbe béryl rose que nous n'avons pas vu, mais avons pu identifier comme tel, sur une magnifique pierre pesant plus de 40 karats et absolument limpide, qui avait été taillée dans le matériel fourni par ce prisme. Dans les déblais on trouve encore des débris de tourmaline rouge et de tourmalines zonées.

Le filon, s'il nous est permis de nous servir de ce terme, se trouve à 4 ou 5 mètres au-dessus de la fouille ; il forme une série d'affleurements continus, indiqués par des blocs de quartz laiteux, et paraît orienté Nord-Ouest Sud-Est, avec un plongement Nord 36° Ouest. Nous avons retrouvé les mêmes roches sur 270 mètres environ ; partout elles renferment, en plus ou moins grande abondance, de la tourmaline noire en petits cristaux, mais on n'y voit pas autre chose à l'affleurement. La fig. n° 24 montre la disposition du filon de Tsaravovona. On remarquera que dans cette montagne les quartzites plongent à l'Ouest ; or, à Ambatolampy, les mêmes roches plongent à l'Est. Il semblerait donc que les quartzites dessinent dans la région un grand anticlinal percé par le granit qui affleure à Tétéhina.

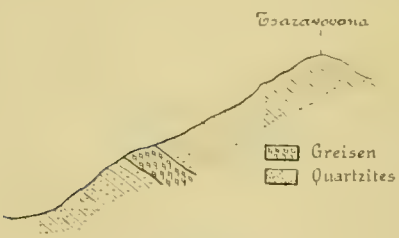


Fig. n° 24.
Profil par le filon de Tsaravovona.

CHAPITRE V

Description des gisements de pegmatite. Les gisements de Tsilaisina et ceux de la Sahatany.

§ 1. Géologie de la région qui avoisine Tsilaisina et de la vallée de la Sahatany. — § 2. Le gisement de Maroando. — § 3. Le gisement de Tsilaisina. — § 4. Le gisement de Tsimanaharana. § 5. Le gisement d'Antandrokomby. — § 6. Les gisements des environs de Maharitra, dans la vallée de la Sahatany.

§ 1. *Géologie de la région qui avoisine Tsilaisina et de la vallée de la Sahatany.*

Ces gisements se trouvent sur le bord Est de la zone orientale des cipolins qui, comme nous l'avons montré, naît aux sources de la Sahatany et suit parallèlement le flanc occidental de la chaîne de l'Ibity ; les gisements de la Société Nantaise, que nous avons en partie visités, ainsi que ceux de la Société des pierres et métaux précieux, sont situés dans la même zone.

Nous nous sommes rendus à Tsilaisina depuis Antsongombato, en refaisant en partie le chemin parcouru à l'aller, puis en changeant ensuite de route.

Partis d'Analalava, nous avons tout d'abord traversé le plateau d'Ampatsakana dont les quartzites sont criblées de gros filons de pegmatite révélés par des affleurements de quartz. Ces pegmatites sont souvent à éléments gigantesques ; sur un filon mis à nu par une petite fouille, nous avons vu des cristaux de béryl kaolinisés, pesant plusieurs kilogrammes, et d'énormes prismes de tourmaline noire : les lamelles de mica blanc de la pegmatite mesuraient jusqu'à 0 m. 30.

En route, nous avons campé sur le flanc occidental de la crête d'Ampanatovana et le lendemain, du sommet de cette montagne, nous avons pu prendre une bonne vue de la grande chaîne d'Ambatoménaloa. Nous avons traversé ensuite la vallée d'Ambiloména et la montagne de Namarinana, mais plus au Sud, et sommes descendus dans la vallée de Ranoumandry. Dans la partie Nord de celle-ci, on trouve encore les quartzites en place, mais en la suivant vers le Sud on voit que le granit affleure en boutonnière au milieu d'elles. Le granit est latéritisé ; par places, de gros affleurements de quartz sortent de cette latérite, ce quartz renferme souvent d'énormes cristaux de tourmaline.

Nous avons ensuite traversé la chaîne de Marossosona mais plus au Sud; sur la crête les quartzites plongent encore Ouest 50°. Au flanc Est de la chaîne se trouve un assez large plateau d'où l'on voit fort bien la terminaison de Tsaravovona et de Raïminoro vers le Sud; puis l'on descend sur la vallée de la Sahatany. A l'extrémité Est du plateau affleure un granit porphyroïde blanc à gros cristaux qui forme les grands rochers délimitant le plateau de ce côté; le granit se continue jusqu'à la vallée d'Analavori, puis un peu au delà, vers l'Est, il entre en contact avec les cipolins. Ceux-ci forment la colline d'Ilapa, puis arrivent jusqu'à la Sahatany même et se retrouvent encore sur sa rive gauche où ils forment la colline appelée Tompobohitra (phot. n° 28). Celle-ci est séparée par une vallée, celle d'Andonona, de la grande chaîne de quartzite de l'Ibity. Les cipolins plongent régu-

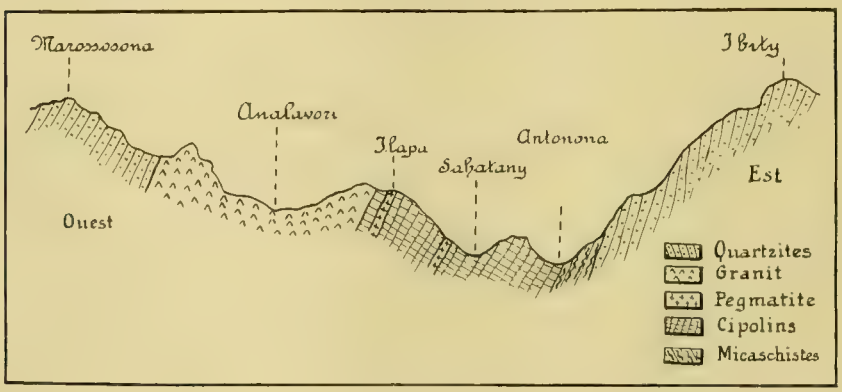


Fig. n° 25.
Profil par la vallée de la Sahatany et la chaîne de l'Ibity.

lièrement vers l'Ouest de même que les quartzites. La fig. n° 25 rend compte de la disposition observée.

C'est dans la partie supérieure de la vallée de la Sahatany et dans la zone des cipolins que se trouvent les gisements de la Société des métaux précieux et de la « Nantaise ». Ceux de Tsilaisina sont situés à une quinzaine de kilomètres au Sud des bâtiments et du village de Maharitra, toujours sur la même zone. Pour gagner Tsilaisina nous avons traversé Tompobohitra et longé par la vallée le flanc oriental de la chaîne de l'Ibity. Chemin faisant, nous avons à fois réitérées pu voir le contact des cipolins avec les quartzites ou les quartzites micacées. Le flanc Est de l'Ibity devient de plus en plus abrupt en allant vers le Sud; le plongement des couches se fait dans la règle toujours à l'Ouest, nous avons cependant vu certains

Phot. n° 27. — Vue de la cavité inférieure d'Antaboko creusée en pleine pegmatite.

Phot. n° 28. — Vue de la chaine de l'Ibity, de la colline de Tompobohitra et de la vallée de la Sahatany.

Phot. n° 29. — Vue de la vallée de la Manandona, près de Tsilaisina.

Phot. n° 30. — Vue générale de la zone des cipolins, prise de Tsilaisina.
A, zone des cipolins; B, chaine de Volamandrohitra qui la limite vers l'Ouest.

points où il était à l'Est, ce qui supposerait pour la bande synclinale des cipolins une disposition générale indiquée par les fig. nos 26 et 27.

Nous avons ensuite traversé un contrefort de l'Ibity et sommes arrivés à Tsilaisina et dans la vallée de la Manandona, en amont de son confluent avec la Sahatany. La Manandona coule d'abord sur le flanc oriental de l'Ibity, traverse cette chaine en cluse, passe alors sur son flanc occidental, et coupe ensuite obliquement toute la zone des cipolins en coulant par places dans une espèce de canon (phot. n° 29). A Tsilaisina, la zone est resserrée comme toujours entre deux barrières de quartzites; celle de l'Est forme l'Ibity, celle de l'Ouest la chaine appelée Volamandrohitra (phot. n° 30). Les quartzites de l'Ibity plongent à l'Ouest, de même que les cipolins, mais en traversant la chaine on voit ces quartzites s'incurver près du sommet, devenir presque horizontales, puis finalement plonger à l'Est; l'Ibity forme donc une voûte anticlinale qui est déjetée de ce côté. La fig. n° 28 reproduit la disposition géologique observée.

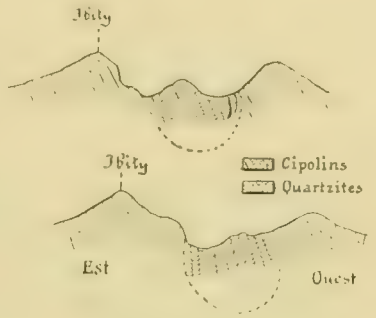


Fig. nos 26 et 27.
Profil à travers la vallée de la Sahatany.

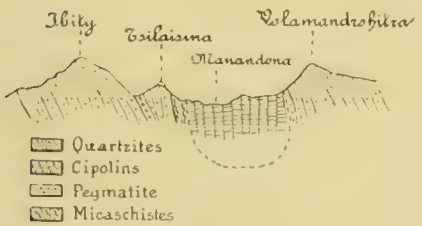


Fig. n° 28.
Profil par l'Ibity et la zone synclinale des cipolins.

La région des filons de Tsilaisina occupe le bord oriental de la zone des cipolins; ceux qui sont exploités affleurent en effet à flanc de coteau sur quatre grandes pyramides d'érosion découpées dans les formations quartziteuses par les torrents qui descendent de l'Ibity et se jettent dans la Manandona; ces pyramides s'appellent comme suit, en allant du Nord au Sud: Maroando F., Tsilaisina E., Tsimanaharana D., Tsaratanana C. (phot. n° 31). Une cinquième de ces pyramides appelée Tsimananana, se trouve encore sur la rive gauche de la cluse de la Manandona (phot. n° 32). Les flancs de ces pyramides sont très abrupts et les pentes toujours fort rapides; elles forment un véritable accident topographique continu le long du versant occidental de l'Ibity et en sont séparées par des cols bien marqués sur leurs crêtes acérées, comme on peut le voir d'après les phot. n° 33 et n° 34.

Au début nous avions pensé que ces cols jalonnaient le contact des quartzites avec les cipolins et que par conséquent les pyramides en question étaient formées

entièrement par les calcaires métamorphiques; un examen détaillé des lieux nous a montré qu'il n'en était pas ainsi et que celles-ci étaient en majeure partie formées par les quartzites blanches et saccharoïdes elles-mêmes; les cipolins se trouvent plus à l'Ouest et leur contact passe assez bas sur le flanc occidental de ces pyramides; entre les quartzites et les cipolins se trouve une mince bande de micaschistes.

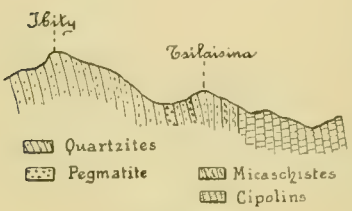


Fig. n° 29.
Profil par Tsilaisina.

Les quartzites comme les cipolins sont d'ailleurs très redressées et plongent à l'Ouest de 50°-60°. Il résulte de la disposition observée que les filons de pegmatite sont injectés dans les quartzites et non dans les cipolins (fig. n° 29). Ces derniers sont identiques à ceux d'Antsongombato; nous n'avons cependant pas vu ici les variétés vertes et schisteuses caractéristiques pour cette localité, mais comme le sol est très couvert et que les tailles dans les cipolins sont rares, nous ne pouvons affirmer que ces variétés font défaut. La grande majorité des veines de pegmatite est disposée en filons-couches; il existe cependant de véritables filons qui sont généralement orientés Est-Ouest et par conséquent presque normaux à la direction des strates. La pegmatite qui forme ces filons est tantôt complètement décomposée et friable, tantôt dure et relativement fraîche; elle offre des types variables caractérisés par la présence ou l'absence du mica, ainsi que la dimension du grain. Les minéraux accessoires bien cristallisés y sont généralement gîtés en cryptes; ce sont d'abord les tourmalines polychromes très souvent zonées, de couleur brune, jaune et rose, les rubellites rose violacé, et de la spessartine jaune. Il est à remarquer (ce qui est peut-être tout à fait accidentel), que les belles rubellites très colorées et rouges se rencontrent seulement dans les filons encaissés au milieu des cipolins; c'est le cas à Antsongombato et à Tétésantsio par exemple, tandis qu'à Tsilaisina où ces rubellites manquent, les filons traversent les quartzites; par contre, les rubellites foncées se retrouvent à Antandrokomby tout près de Tsilaisina, mais là le filon est de nouveau dans les cipolins.

Le béryl rose a également été extrait de la pegmatite à Tsilaisina, pendant notre séjour, en quantité assez considérable. Cette merveilleuse pierre qui, à notre avis, est appelée à jouer un rôle important dans la bijouterie, n'a guère été signalée qu'à Madagascar; les premières variétés qui ont été analysées provenaient probablement des filons de la vallée de la Sahatany, celles décrites récemment par M. Lacroix[1] avaient la même origine, mais comme on le verra plus loin, ce béryl

[1] A. Lacroix, *loc. cit.*

Phot. n° 31. — Vue générale de la chaîne de l'Ibity A, de la cluse de la Manandona B et des pyramides de : Tsaratanana C, Tsimanaharana D, Tsilaisina E et Maroando F.

Phot. n° 32. — Même vue que le n° 31 ; les lettres ont la même signification. En G, pyramide de Tsimananana.

rose est un peu différent de celui de Tsilaisina dont le gisement paraît pour le moment être vraiment le seul de son espèce.

Ajoutons encore que si l'on en juge par les affleurements des filons qui sont visibles dans l'une des pyramides indiquées, ces derniers ne se continuent pas dans la pyramide suivante, qui aurait en quelque sorte ses filons distincts; on verra cependant qu'il faut être circonspect au sujet de cette conclusion.

§ 2. *Le gisement de Maroando.*

Le gisement de Maroando se trouve dans la pyramide qui vient le plus au Nord et qui est désignée par F sur la phot. n° 31; il est placé sur la rive droite du torrent du même nom. Sur la rive gauche du ravin occupé par ce torrent, on voit affleurer des bancs de cipolin qui plongent fortement à l'Ouest; sur la rive droite et au niveau même du torrent, on remarque de gros rochers formés par une pegmatite dure, criblée de cristaux de tourmaline noire. Ces rochers appartiennent à un filon qui suit la pente du sol très rapide en cet endroit, et dont on voit plusieurs affleurements à flanc de coteau. Ce filon est dirigé à peu près Est-Ouest ou mieux Est 5° Sud; comme les couches des cipolins courent en moyenne Nord 20° Ouest, il s'agit donc ici d'un véritable filon et non d'un filon-couche.

Cette veine n'a pour ainsi dire pas été découverte, il existe seulement de petits grattages faits en divers endroits sur ses affleurements; partout ceux-ci ont mis au jour une pegmatite généralement décomposée et presque toujours riche en mica blanc. Le point où on a exécuté quelques travaux se trouve à 60 mètres environ au-dessus du ravin; ceux-ci consistent en une simple entrée sur le filon qui a été excavé sur une longueur de quelques mètres; on en a extrait une pegmatite entièrement kaolinisée et très friable, qui contient assez abondamment de petits cristaux de rubellite d'un rose pâle plus ou moins violacé, puis des cristaux zonés dont l'intérieur est vert brunâtre foncé, la zone médiane vert jaunâtre plus ou moins clair et la périphérie rose violacé très clair. Le filon est encaissé dans les micaschistes ou quartzites micacés qui sont intercalés entre les cipolins et les quartzites franches, il se continue sur une grande longueur (plus de 100 mètres), car nous en avons encore rencontré des affleurements bien au delà du point attaqué. Par contre, on en perd toute trace dans les cipolins qui se trouvent sur la rive gauche du torrent.

A 60 mètres environ au Nord du filon précédent et un peu plus haut, l'érosion a mis au jour un second filon de pegmatite parallèle au premier qui, jusqu'ici, n'a fait l'objet d'aucune attaque. Ce filon est également transversal à la direction des couches, il est assez large mais se rétrécit vers l'Ouest. La pegmatite qui le cons-

titue est à gros individus et assez dure, elle renferme du mica verdâtre, de la tourmaline noire et quelques indices de rubellite.

§ 3. *Le gisement de Tsilaisina.*

La pyramide de Tsilaisina est celle dans laquelle les filons sont les plus nombreux et les mieux reconnus; c'est là que les travaux exécutés et qui ont été suivis d'une exploitation momentanée ou continue sont le plus considérables. C'est sur le flanc occidental, à la base de cette pyramide, tout près de la Manandona, que se trouvent les quelques cases constituant le village de Tsilaisina. Les pentes du terrain sont très rapides, et comme tous les points travaillés sont, à l'exception d'un seul, situés assez près de la crête, il faut une demi-heure au moins pour y parvenir depuis le village en suivant l'étroit sentier qui a été fait par les mineurs.

Les attaques sont généralement à flanc de coteau et en entrée sur les filons qui ont été décapés sur une certaine hauteur, mais à l'intérieur desquels on n'a jusqu'ici pas pénétré très loin; une seule tranchée a suivi la veine en direction sur l'affleurement; ces différentes attaques sont désignées par les lettres A, B, C, D, E, F, sur les phot. n° 35 et n° 36, la majorité est située au flanc Nord-Ouest de Tsilaisina et au-dessus du torrent d'Analalava, une seule se trouve au flanc Sud-Est. La pegmatite rencontrée est généralement friable et fortement décomposée; elle renferme des tourmalines zonées avec couches concentriques jaunes, verdâtres, brunâtres, et roses également, puis du grenat jaune de miel qui y est transparent ou translucide, et enfin du béryl rose. Nous examinerons successivement ces différentes attaques.

Attaque A. — Elle est bien visible sur la phot. n° 35 et se trouve au flanc Nord de Tsilaisina. Elle consiste en une courte tranchée accompagnée d'une excavation tout à fait irrégulière faite sur un filon qui affleurait en cet endroit et dont on avait remarqué des débris dans le ravin qui se trouve au-dessous de cette tranchée. Le filon, découvert sur quelques mètres, est certainement encaissé dans les quartzites qu'on trouve tout près de là, mais présentement, il est impossible de voir de quoi est composé le toit ou le mur, ainsi que de juger de la direction. Il paraît qu'antérieurement on a travaillé au-dessous de l'attaque actuelle, mais l'endroit est complètement recouvert par les éboulis de l'exploitation présente. Le front de taille visible actuellement est très réduit, le filon y apparaît encaissé dans de l'argile et des débris de quartzite, et il est certain qu'il s'agit ici d'un filon-couche parallèle à la direction générale des quartzites. Les parois qui surplombent l'excavation sont très abruptes. La veine, autant qu'il est permis d'en juger, doit mesurer

Phot. nº 33. — Vue des pyramides de Tsimanaharana et de Tsilaisina, depuis le Sud, et du cañon de la Manandona.

Phot. nº 34. — Vue des crêtes des pyramides de Tsimanaharana D et de Tsaratanana C, depuis le sommet de Tsilaisina.
En B, cluse de la Manandona.

Phot. nº 35. — Vue générale des attaques A, B, D, E, F au flanc Nord-Ouest de Tsilaisina.

Phot. nº 36. — Vue de l'attaque C, située sur le flanc Sud-Est de Tsilaisina (tout près du col).

plusieurs mètres d'épaisseur ; la pegmatite qui la constitue est complètement décomposée et friable, elle ne contient pas de mica. Dans la masse kaolinique que l'on extrait du filon, on trouve de la tourmaline noire et beaucoup de tourmaline brune et verdâtre, zonée, qui présente fréquemment une de ses zones de couleur rose pâle violacé. Nous avons vu des cristaux extraits de cette tranchée qui pesaient 7 à 8 kilogrammes. On trouve aussi de la spessartine jaune, qui est parfaitement fraîche, mais par malheur presque toujours givrée et translucide ; c'est également sur cette attaque que l'on a, en partie, extrait le superbe béryl rose mentionné plus haut. Ce minéral était déjà connu à Tsilaisina, mais il avait été pris pour de la tourmaline. Tout récemment, on en a trouvé simultanément plusieurs nids (car les gemmes qui forment les minéraux mentionnés sont, ici comme ailleurs, gîtés dans le filon). On a sorti au milieu du kaolin, des gros fragments d'un minéral informe, translucide, et de couleur rosée, dans lesquels on trouve des parties claires, absolument limpides et d'une fort jolie couleur rose fleur de pêcher.

Les cristaux déterminables paraissent être une rareté, ils sont toujours en mauvais état de conservation ; nous avons eu cependant la bonne fortune d'en obtenir un qui sera décrit dans la seconde partie de cet ouvrage.

Les travaux pas plus que les affleurements superficiels ne permettent de se rendre compte de l'étendue et de la puissance de cette veine ; elle a été exploitée à quelques mètres au-dessous de la taille actuelle, ce qui semble indiquer qu'elle descend en profondeur ; d'autre part, on ne la voit pas affleurer au flanc Sud-Est de la pyramide, mais après ce que nous avons constaté à Tsimanaharana, cette observation n'est pas un critère sûr pour affirmer qu'elle est tout à fait locale.

Attaque B. — Elle se trouve sur le flanc Nord de Tsilaisina et placée plus ou moins parallèlement au ravin occupé par une des sources du torrent d'Analalava, à 50 mètres à peu près au-dessus de ce ravin. La tranchée mesure une trentaine de mètres environ, elle est orientée en moyenne Nord-Ouest Sud-Est et a suivi en direction un gros filon qui affleure en cet endroit ; elle est restée entièrement dans la pegmatite. Le bord Sud de cette tranchée forme une falaise de 5 mètres de hauteur ; on a fait dans celle-ci des excavations ayant plus d'un mètre, qui sont restées dans la pegmatite (fig. n° 30). Le bord Nord de la tranchée est oblitéré par des déblais. On ne voit ni le toit ni le mur du filon, mais comme les pentes près de ceux-ci sont couvertes de nombreux débris de quartzite, il est évident que la veine en

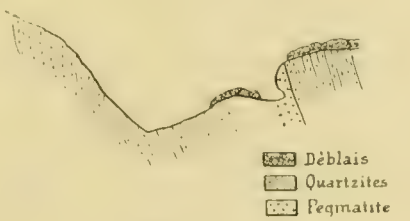


Fig. n° 30.
Profil par l'attaque B de Tsilaisina.

question est encaissée dans ces roches et disposée parallèlement à leur direction. Après ce que nous venons de dire, on comprend qu'il n'est pas possible de mesurer exactement l'épaisseur du filon dans la tranchée; mais on peut affirmer qu'elle dépasse certainement 4 mètres.

La pegmatite est tout à fait décomposée et friable, elle contient en abondance de la tourmaline zonée brune et jaune plus ou moins clair, puis de la tourmaline rose violacé. On a aussi tout récemment trouvé dans cette tranchée beaucoup de béryl rose qui présente tous les caractères de celui rencontré à la taille A et qui paraît même ici avoir été plus abondant.

Attaque C. — Elle se trouve sur le flanc Sud-Est de la pyramide de Tsilaisina et un peu au-dessous de la crête (phot. n° 36). Sur celle-ci, au col même, on voit affleurer dans les quartzites un gros filon de pegmatite dure qui n'a pas fait l'objet d'une exploitation et qui est peut-être le même que celui rencontré par C. L'attaque consiste en une très courte tranchée faite en entrée dans la veine de pegmatite.

Le front de taille est tout entier resté dans celle-ci; on voit cependant assez nettement le toit et le mur formés par des quartzites complètement décomposées et par de la terre. La pegmatite est grossièrement litée, les bancs plongent au Sud-Ouest. Elle est très feldspathique, à gros élements et sans mica; par place ses minéraux constitutifs sont gigantesques. Le feldspath y prédomine, le quartz est plutôt rare. Cette pegmatite est exceptionnellement riche en gros prismes de tourmaline noire qui y sont nettement gîtés. On y trouve également de la tourmaline zonée en cristaux striés dont le centre est de couleur verdâtre et la bordure rose violacé. Ces cristaux sont généralement opaques ou translucides, il existe également de la rubellite, d'une jolie teinte rose; le grenat et le béryl rose n'ont présentement pas encore été rencontrés dans ce filon qui n'a d'ailleurs nullement été exploité mais simplement découvert.

Attaque D et tranchée F. — Sous le sommet même de la pyramide de Tsilaisina se trouve une petite attaque désignée par D (phot. n° 35). C'est un simple grattage superficiel ayant mis à jour un affleurement de pegmatite dure et tourmalinifère qui appartient à un filon sans doute épais. Il passe certainement à l'Ouest de celui ou ceux qui affleurent au col et à la taille C.

Un peu à l'Est de cette attaque et au-dessous, il existe une tranchée E faite sur une dizaine de mètres normalement à la direction des couches, celle-ci n'a recoupé que des quartzites décomposées en bancs presque verticaux.

Attaque F. — C'est la plus basse et aussi la plus considérable de toutes celles de Tsilaisina. La tranchée se trouve à une vingtaine de mètres au-dessus du torrent Analalava; c'est une assez grande excavation tout à fait irrégulière, d'où on a exploité et extrait une pegmatite complètement décomposée dont il est difficile de

discerner les relations avec le milieu encaissant par le fait du bouleversement du sol et surtout de l'entassement des déblais qui ont été rejetés un peu partout sans discernement. Au premier abord, nous pensions qu'il s'agissait d'un gros filon-couche ayant la direction habituelle de ceux de la région, mais nous avons dû abandonner cette idée. En effet, le front de taille de la première cavité est dans la pegmatite et celui d'une deuxième cavité située tout près de la première, mais un peu plus haut, se trouve dans les mêmes conditions. En tenant compte des positions respectives de ces deux cavités et en admettant pour le filon une orientation conforme à celle généralement observée, ce dernier aurait une épaisseur tout à fait inaccoutumée. De plus, sur l'un des fronts de taille il existe un sillon profond et étroit qui permet de constater que la pegmatite ne se continue pas à l'avancement, mais qu'elle entre en contact avec des quartzites qui forment ici un véritable mur. Ceci montre qu'en avançant les travaux dans la direction où ils ont été poussés jusqu'à ce jour, on arriverait rapidement sur les quartzites.

Immédiatement au-dessous de l'attaque, la pegmatite affleure sur la pente jusqu'au bord du ruisseau d'Analalava sur une assez grande surface, mais il est évident que cet affleurement n'est point celui d'un filon-couche qui suivrait la direction générale. Nous pensons qu'il s'agit ici d'un filon orienté Est-Ouest, mais nous n'avançons cette opinion que sous toutes réserves vu l'état des lieux.

La pegmatite de l'attaque F semble avoir été très riche en tourmaline polychrome; elle est décomposée et renferme du mica noir. On y voit de gros prismes de tourmaline zonée jaune et brune avec bordure rose pâle.

§ 4. *Le gisement de Tsimanaharana.*

Cette pyramide qui fait suite à Tsilaisina vers le Sud, est encore peu connue; nous y sommes montés par le flanc Sud-Est après avoir traversé le torrent d'Akoutra. Sur la rive droite de ce torrent, on trouve de nombreux blocs de pegmatite provenant d'un filon qui affleure à flanc de coteau sur une assez grande longueur et sur des pentes fort raides. A mi-hauteur, on a fait une petite fouille, sorte d'excavation de un mètre de côté, qui est tombée à côté du filon; on n'a pas poursuivi plus loin les travaux. Le filon lui-même est encaissé dans les quartzites et suit leur direction; la pegmatite est blanche, dure et à gros éléments, elle est riche en tourmaline noire et surtout en grenat jaune qui est assez gros et transparent.

Le sommet de Tsimanaharana est en quartzites; en descendant au flanc Sud-Ouest et à 15 mètres au-dessous de ce sommet, on croise une attaque qui consiste en un trou vertical de 10 mètres de profondeur sur 5 de large, et en une petite tran-

chée qui mesure 5 mètres de longueur sur 1 m. 50 de large et qui aboutit au fond de cette cavité. La majeure partie de l'attaque est restée dans les quartzites en place, la veine n'a, en effet, été découverte que sur une hauteur de 2 mètres. Celle-ci est un filon-couche intercalé parallèlement à leur direction dans les quartzites développées au toit et au mur. L'examen détaillé des lieux montre clairement que le filon n'a dû affleurer en surface que sur un espace très restreint, car il est en grande partie encore recouvert par les quartzites à l'intérieur desquelles il s'est perdu (fig. n° 31) sans arriver au jour. Il mesure 3 mètres d'épaisseur et paraît s'élargir vers le bas. Cette observation montre qu'il peut y avoir de nombreux filons qui restent en profondeur, et dont l'existence ne peut être soupçonnée faute d'affleurements. La pegmatite de ce filon est à gros éléments et toujours très kaolinisée, elle est surchargée de tourmaline noire. Nous n'y avons pas vu de rubellite, mais par contre beaucoup de grenat qui est en partie opaque.

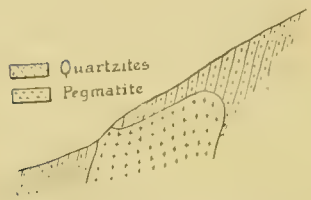


Fig. n° 31.
Disposition du filon à Tsimanaharana.

Nous avons parcouru également la pyramide de Tsaratanana, mais il n'existe sur celle-ci ni fouille ni tranchée, et nous n'avons pu voir aucun affleurement de pegmatite.

§ 5. *Le gisement d'Antandrokomby.*

Ce gisement, qui appartient à la Société Nantaise, se trouve au milieu des cipolins et sur la rive gauche de la Manandona ; il a été sommairement décrit par M. Lacroix, sur les renseignements qui lui ont été communiqués [1]. Il consiste en plusieurs filons parallèles, reconnus sur une assez grande longueur par divers travaux. Celui que nous avons visité et qui a fait l'objet d'une exploitation assez considérable, est encaissé dans les cipolins. Les couches de ces derniers sont dirigées à peu près Nord 20° Ouest, avec plongement de 50-60° au Sud-Ouest ; la direction du filon est en moyenne Est-Ouest ; il n'est pas vertical, mais plonge d'environ 58° vers le Nord. Au toit et au mur la pegmatite est encaissée dans des cipolins blancs et friables, plus ou moins profondément métamorphosés et zébrés de lignes foncées. La veine est en général assez étroite ; son épaisseur varie entre 0 m. 30 et 1 m. 30 ; elle présente des renflements et des parties étranglées qui alternent, et se comportent, en somme, comme les filons-couches habituels. Les travaux d'extraction faits sur

[1] A. Lacroix, *Les minéraux des filons de pegmatite à tourmaline lithique de Madagascar.* Bulletin de la Société française de minéralogie, t. 31, 1908, p. 219.

ce filon s'échelonnent, presque sans interruption sur plus de 200 mètres et consistent en une série de tranchées, parfois assez profondes, qui ont suivi sa direction. Vers l'Ouest, la veine se rétrécit progressivement et vient finir en pointe dans les cipolins comme l'indique la fig. n° 32, relevée sur la tranchée même.

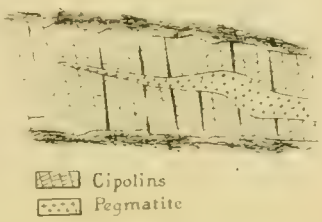


Fig. n° 32.
Vue en plan de la terminaison du filon d'Antandrokomby vers l'Ouest.

La pegmatite est compacte, blanche, dure et ressemble à celle d'Antsongombato. Elle renferme beaucoup de tourmaline noire, un peu de tourmaline brune et de la rubellite d'un rouge violacé. Les beaux cristaux de cette rubellite se trouvent généralement dans des cryptes; ils sont souvent zonés et très semblables, comme aspect, à ceux d'Antsongombato, mais de moins belle couleur. On trouve aussi dans la pegmatite du triphane opaque; M. Lacroix y a signalé également la présence de la Rhodizite et d'autres minéraux rares.

§ 6. *Les gisements des environs de Maharitra, dans la vallée de la Sahatany.*

Les exploitations de la Société Nantaise sur la haute vallée de la Sahatány se trouvent dans les collines qui dominent le lit de la rivière et sur les deux rives de celle-ci, cependant, les plus importantes sont placées sur la rive droite. Nous ne les avons pas toutes visitées et nous sommes bornés à examiner seulement les endroits où l'on travaillait au moment de notre passage, notamment la carrière dite du milieu, qui se trouve tout près du village, à 50 mètres environ au-dessus de la vallée, et à flanc de coteau sur le versant Est de la montagne d'Ilapa. On exploite en cet endroit un gros filon de pegmatite intercalé dans les cipolins qui affleurent *in situ* à quelques mètres du toit et du mur. La direction des cipolins, qui sont blancs et compacts, est Nord 20° Ouest, le plongement de 30° environ au Sud-Ouest. Aucune tranchée n'a été faite normalement à la direction du filon pour se rendre compte de son épaisseur, mais il est certain que celle-ci est fort considérable, fig. n° 33.

Fig. n° 33.
Profil à travers la carrière du milieu de Maharitra montrant la disposition du filon.

La pegmatite est à éléments assez grands; elle est surchargée de tourmaline noire; sur le front de taille on ne voit pas de rubellite rouge, mais on trouve

fréquemment dans le kaolin qu'on extrait de cette excavation de gros cristaux de tourmaline rose circonscrits par une mince zone de tourmaline vert asperge; on rencontre aussi quelques spécimens de couleur foncée, mais ils sont rares, puis beaucoup de tourmaline fibreuse de couleur très pâle rose ou grise. C'est de cette carrière que l'on a sorti le plus de pierres; certains fours à cristaux ont donné jusqu'à 16 kilos de rubellite rose ou jaunâtre, mais pas de belles pierres rouges. On a extrait également de cette pegmatite un peu de triphane et de béryl rose ou incolore, aplati selon (0001); puis beaucoup de gros cristaux de grenat, qui sont toujours absolument décomposés et inutilisables.

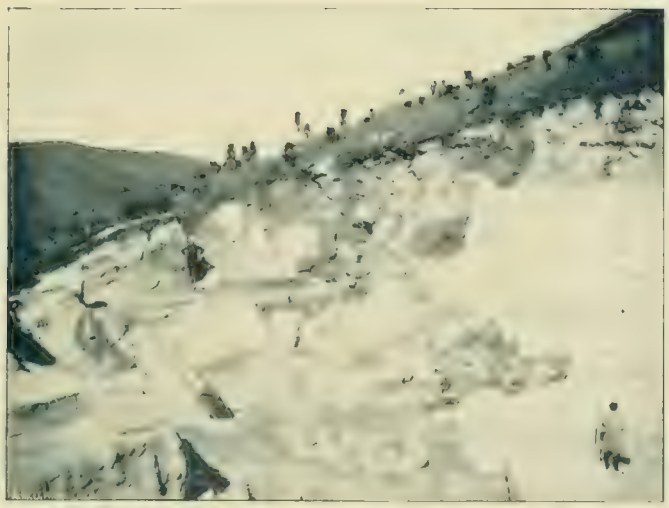
A 10 mètres au Nord de l'attaque on voit affleurer le filon qui est ici formé par de la pegmatite compacte; il descend sur la vallée. Les cipolins au toit et au mur sont blancs et cristallins. A une vingtaine de mètres plus au Nord se trouve une seconde énorme excavation faite évidemment toujours sur le même filon. Sur le côté Nord-Ouest de celle-ci, les travaux touchent déjà le mur, qui est en cipolin; du côté Sud-Ouest, le filon semble s'emboîter sous ces roches et disparaît dès lors de la surface (phot. n° 37). Le filon avait une très grande largeur en cet endroit, et la pegmatite y est identique à celle de l'excavation précédente. On a certainement sorti de cette carrière plus de 1200 mètres cubes de pegmatite et de cipolin.

En descendant sur la vallée de la Sahatany, venant d'Antsongombato, nous avons croisé une seconde attaque située tout près du contact des cipolins avec le granit. Celle-ci, qui se trouve au-dessus et à l'Ouest de la carrière du milieu, a été faite sur un dyke de pegmatite qui perce, disloque et empâte une roche verte assez semblable à certaines variétés de cipolins d'Antsongombato. Cette pegmatite affleurait dans une sorte de ravin dû à une érosion locale.

Les travaux faits en cet endroit sont également assez considérables, mais un peu incohérents, et il n'est pas aisé de se faire une opinion sur la direction du ou des filons qui affleuraient. La pegmatite est blanche, d'un grain moyen et criblée de gros prismes de tourmaline noire. Nous n'y avons vu aucun indice de rubellite et nous avons vainement cherché des débris de ce minéral dans les déblais; il paraît cependant qu'on a extrait de cette attaque quelques énormes et superbes prismes de tourmaline rouge admirablement cristallisée.

A dix mètres de là, et plus à l'Est, on peut observer une nouvelle attaque faite sur un filon de pegmatite qui mesure 2 m. 15 d'épaisseur; le filon est ici nettement oblique sur la direction des couches de cipolin. On ne paraît pas y avoir rencontré de rubellite mais seulement à ce qu'il paraît, du béryl rose.

A une petite distance de cette taille il existe encore une fouille, mais nous n'avons pas pu visiter les travaux; on nous a dit qu'il n'y avait pas de rubellite, mais seulement du béryl rose ou incolore en cristaux tabulaires.



Phot. nº 37. — Vue de la carrière du milieu de la Société Nantaise, dans la vallée de la Sahatany.

Phot. nº 38. — Vue de la crête A dans laquelle se trouve le gisement de Sahanivotry. — En B, déblais des grands travaux ; en C, vallée.

La Société Nantaise a encore exploité d'autres filons dans la vallée de la Sahatany, notamment dans la colline de Tompobohitra, à Ambohiponana, sur le flanc occidental de l'Ibity, puis à Ambalaroï et Anosivolo, dans la vallée de la Sahatany, au Nord-Ouest de Maharitra, mais nous ne les avons pas visités. La description des minéraux qu'on y trouve dans les pegmatites a été donnée par M. Lacroix.

Au Sud de Maharitra, et toujours dans la même zone, se trouvent d'autres gisements de pegmatite qui appartiennent à la Société des pierres et métaux précieux. Le principal de ces gisements se trouve au Nord de la montagne de Vohidahy, sur la rive droite de la Sahatany, à flanc de coteau et près du sommet de cette montagne. Le filon de pegmatite qu'on y a exploité est dirigé Est-Ouest et ne traverse pas les cipolins, mais les micaschistes supérieurs aux quartzites. La veine mesure 3 mètres d'épaisseur, la pegmatite est toujours kaolinisée et sans mica; elle renferme, d'après les renseignements qui nous ont été communiqués, beaucoup de tourmaline noire, de la tourmaline polychrome et du béryl.

A deux kilomètres au Sud de Vohidahy, et toujours sur la rive droite de la Sahatany, la dite Société possède encore trois filons parallèles, dirigés également Est-Ouest, et distants les uns des autres d'une centaine de mètres. Nous n'avons pas vu ces différents filons et donnons ces indications d'après les renseignements qui nous ont été fournis.

CHAPITRE VI

Description des gisements de pegmatite. Les gisements de Sahanivotry, de Sakalina et de Marorano.

§ 1. Géologie de la région qui avoisine Sahanivotry. — § 2. Le gisement de Sahanivotry. — § 3. Le gisement de Sakalina. — § 4. Le gisement de Marorano.

§ 1. *Géologie de la région qui avoisine Sahanivotry.*

Nous nous sommes rendus de Tsilaisina à Sahanivotry en traversant la chaîne de l'Ibity. Une partie du chemin sur le flanc occidental de la montagne a été faite de nuit, mais nous avions antérieurement constaté que les quartzites qui forment ce flanc, plongent à l'Ouest. Au sommet de la montagne ces mêmes quartzites plongent à l'Est, et il est aisé de voir que l'Ibity forme une voûte anticlinale régulièrement déjetée vers l'Est comme de coutume. Tout le flanc oriental de la chaîne est formé par les quartzites, puis par une bande assez mince de micaschistes. A ces derniers succède, toujours vers l'Est, une zone granitique, qui forme la montagne de Vohimasina et arrive jusqu'à la vallée de la Manandona. Ce granit, toujours très décomposé, est à grain moyen et à mica noir. A l'Est de la vallée, des schistes gra-

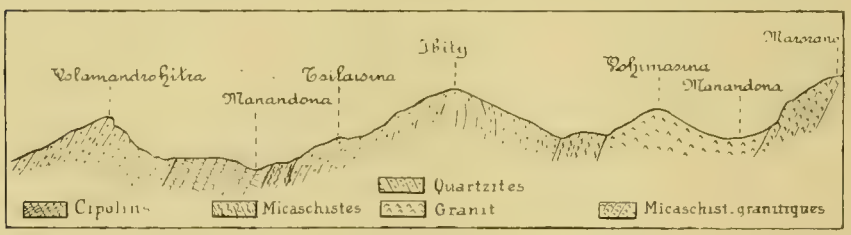


Fig. n° 34.
Profil de l'Ibity à Marorano.

nitisés font suite au granit et forment la montagne de Marorano; c'est dans cette zone que se trouvent les gisements de Sahanivotry. La fig. n° 34 donne le profil de la région.

Pour gagner ce gisement depuis la vallée de la Manandona on monte sur la pente ouest de la montagne d'Ambohimanitina qui s'élève sur la rive gauche de la Manandona, on traverse cette montagne, puis on arrive sur un éperon rocheux qui en est séparé par un ravin transversal. C'est dans cet éperon que se trouve le dyke de pegmatite qui constitue le gisement.

Les travaux faits sur celui-ci ont toujours eu comme point de départ de gros affleurements de quartz rose qui, sur plus de 120 mètres, se montrent d'une façon continue. Tous ces affleurements appartiennent évidemment à un seul et même filon qui forme la crête A visible sur la phot. n° 38. Cette crête est encaissée du côté de l'Est par des roches amphiboliques qui sont nettement éruptives, et formées par du pyroxène rhombique, de l'olivine et un peu de biotite, dispersés dans une masse d'origine secondaire, qui provient certainement de la décomposition d'un plagioclase dont on trouve encore quelques rares sections mâclées selon l'albite. Ces roches sont donc des norites à olivine; elles sont en partie écrasées et très dynamométamorphiques. Du côté de l'Ouest les affleurements font défaut, cependant il est probable qu'on doit rencontrer les mêmes roches. Tous les grattages et excavations qui ont été exécutés sur ce filon sont restés en pleine pegmatite; nulle part par conséquent on ne peut voir le toit ou le mur, mais la position même de ces attaques et leur importance prouvent qu'il s'agit ici d'un dyke massif de pegmatite d'une puissance tout à fait inaccoutumée.

§ 2. *Le gisement de Sahanivotry.*

Les parties du dyke qui ont fait l'objet d'une exploitation se trouvent au Nord et au Sud des quelques huttes qui constituent le village; nous allons les énumérer pour faire comprendre l'importance de ce filon. Ils consistent en :

1° Un puits vertical A de 3 mètres de profondeur, qui est resté en pleine pegmatite (fig. n° 35).

2° Une grande tranchée B à quelques mètres de ce puits et plus au sud. Elle est à peu près orientée Nord-Est Sud-Ouest et a une profondeur qui varie de 3 à 5 mètres. A l'une des extrémités en B^1 se trouvent deux attaques perpendiculaires qui mesurent plus de 6 mètres de longueur.

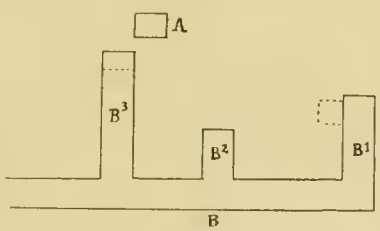


Fig. n° 35.
Plan des travaux de Sahanivotry.

Dans cette tranchée on a creusé un puits de 3 mètres du fond duquel part une courte galerie qui suit parallèlement la tranchée. A 8 mètres environ de B, s'ouvre

une autre galerie de 3 mètres, soit B^2, puis à 4 mètres de là une nouvelle tranchée plus ou moins normale sur B soit B_3 qui aboutit à un puits de 5 mètres de profondeur. Au delà de B_3 la tranchée B se continue, mais n'est qu'un simple grattage. La longueur totale de B est de 22 mètres au moins.

Tous ces travaux sont restés en pleine pegmatite. Celle-ci est fortement décomposée mais sur les belles tailles de ces tranchées on voit admirablement sa structure. Elle est à éléments énormes, mais le feldspath est entièrement kaolinisé. Par contre les gros individus de quartz rose restent indemnes et apparaissent empâtés dans le kaolin. Dans le feldspath décomposé et plus rarement dans le quartz, on voit d'énormes prismes de tourmaline noire altérée qui pèsent plusieurs kilogs. Comme la tranchée B est orientée sensiblement perpendiculairement à la direction du dyke, qu'elle mesure plus de 22 mètres, et de plus qu'elle est restée en pleine pegmatite, on juge aisément de la puissance de ce filon.

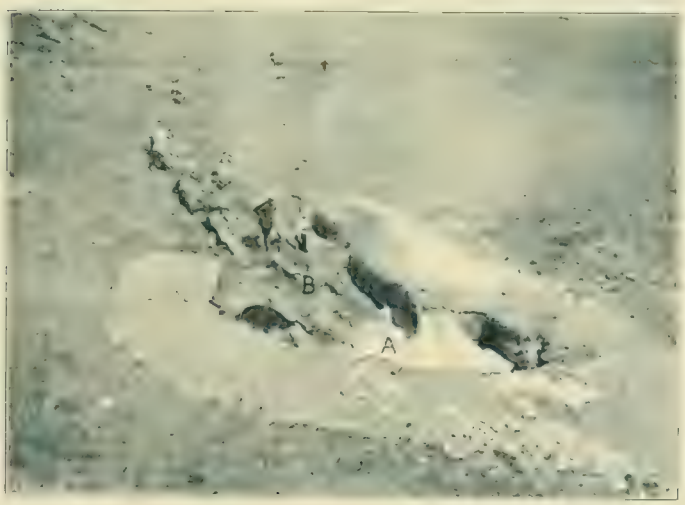
A l'extrémité Ouest de B se trouve encore une large attaque formant deux cavités irrégulières assez vastes (B_4 et B_5) qui sont également restées en pleine pegmatite, et sont placées obliquement par rapport à la direction du filon (phot. n° 39). Partout sur les parois de ces cavités la pegmatite est décomposée et renferme beaucoup de tourmaline noire. Dans la cavité B_5 on a fait exécuter tout récemment une tranchée de 10 à 12 mètres de longueur sur 8 de profondeur environ; elle est aussi entièrement restée dans la pegmatite décomposée, mais celle-ci renferme en cet endroit une assez grosse quantité de Béryl. Ce minéral qui se présente en prismes hexagonaux ayant jusqu'à 20 centimètres de hauteur et 7 de base, est malheureusement presque complètement kaolinisé. Dans quelques-uns de ces cristaux on trouve cependant des parties vitreuses translucides d'un bleu verdâtre.

Il existe encore sur ce filon une série d'autres attaques moins importantes échelonnées sur une assez grande surface; toutes ont rencontré la pegmatite décomposée, ou des amas plus ou moins considérables de quartz rose.

§ 3. *Le gisement de Sakalina.*

Pour gagner ce gisement on remonte sur deux kilomètres environ le cours de la rivière Marorano en marchant au Sud-Est. Le filon se trouve sur la rive droite, et affleure à flanc de coteau sur les pentes d'une colline. Il est orienté presque Nord-Sud et encaissé par des gneiss granulitiques dirigés NNE.-SSO. avec plongement à l'Ouest (fig. n° 36). Ce filon paraît se continuer par des affleurements que l'on voit au Sud-Est.

Phot. n° 39. — Vue des cavités B_1 et B_3 de l'attaque de Sahanivotry.



Phot. n° 40. — Vue plongeante montrant l'allure transversale du filon de pegmatite A dans les cipolins B sur la tranchée n° 3.

En surface on trouve exclusivement du quartz rose d'une teinte incomparable. La veine qui fait saillie, mesure plus de 15 mètres d'épaisseur ; elle n'a pas été exploitée, on s'est borné à enlever simplement quelques mètres cubes de ce quartz, le plus beau que nous ayons vu à Madagascar. Nulle part nous n'avons observé la pegmatite en place et l'on pourrait supposer que le filon de Sakalina est purement quartzeux, mais il n'en est rien et en tenant compte de ce que l'on voit ailleurs, il paraît certain que cette pegmatite doit se trouver sous le quartz. On a d'ailleurs rencontré quelques cristaux de béryl encastrés dans ce quartz, nous n'y avons pas vu de tourmaline. Le béryl était comme toujours kaolinisé mais renfermait encore quelques parties indemnes d'un bleu clair assez joli.

Fig. n° 36.
Profil à travers le filon de Sakalina.

§ 4. *Le gisement de Marorano.*

Il se trouve sur le sommet de la montagne du même nom, sur la rive gauche de la rivière Sakalina, et à 1 kilom. au Nord-Est de Sahanivotry. Il consiste en une simple fouille faite sur un affleurement de pegmatite fortement décomposée. La tranchée qui mesure 7 mètres au plus, reste entièrement dans cette pegmatite qui, par places, présente une structure graphique. La direction de cette tranchée est sensiblement Nord 20° Est; on ne voit ni toit ni mur, car aux alentours le sol est complètement latéritisé. Cependant tout près de l'attaque, on trouve une grande dalle en place de gneiss granulitique qui plonge de 35° à l'OOS. Il est donc probable que la pegmatite se trouve encaissée dans des schistes granulitisés qui sont, dans la région, dirigés généralement NNO.-SSE. De la fouille de Marorano on a retiré quelques prismes kaolinisés de béryl.

CHAPITRE VII

Description des gisements de pegmatite. Les gisements de Tongafena et d'Ambohimarina.

§ 1. Le gisement de Tongafena. — § 2. Les gisements des environs d'Ambohimarina et d'Antanibe.

§ 1. *Le gisement de Tongafena.*

Ce gisement se trouve à une trentaine de kilomètres au Nord-Ouest de Mandrarivo. Nous y sommes parvenus depuis cette dernière localité en marchant directement au NNO., puis en obliquant légèrement à l'Ouest. On passe au pied même du volcan de Tritriv, et chemin faisant, on a une vue admirable sur les cônes en partie démantelés de la région qui se trouve un peu au Nord, sur le Bétafo. Le gisement est situé sur une petite colline placée à peu près au Nord-Ouest de la montagne de Tongafena formée par des quartzites du type habituel plongeant à l'Ouest. La colline elle-même est constituée par les micaschistes, mais près des filons de pegmatite et en contact avec elle on voit des roches de nature amphibolique, qui sont éruptives et appartiennent à la famille des gabbros. Sous le microscope elles sont en effet formées par des pyroxènes monocliniques et orthorombiques (les premiers moulant les seconds), en partie ouralitisées et associées à du plagioclase basique de la série du labrador.

La pegmatite a été attaquée et exploitée par deux énormes cavités faites à ciel ouvert, avec tranchées d'accès, qui sont distantes l'une de l'autre d'une quinzaine de mètres environ. Ces cavités sont tout à fait irrégulières et au début il n'est pas très aisé de s'orienter; à première vue cependant on a l'impression de se trouver en présence d'une grosse masse de pegmatite, cette roche affleure en effet presque partout sur les parois et sur les points où le sol n'est pas couvert par les déblais. Au début, nous avions pensé qu'il s'agissait d'un énorme dyke de pegmatite, comparable à celui de Sahanivotry par exemple, qui aurait pénétré à l'emporte pièce et d'une façon tout à fait irrégulière dans les formations; mais un examen minutieux du terrain nous a fait abandonner cette idée et en raccordant les observations

faites sur les deux attaques, nous sommes arrivés à penser qu'il s'agissait en réalité fort probablement de trois gros filons plus ou moins parallèles, qui auraient été attaqués et en partie suivis par les deux cavités. Celui qui se trouve le plus à l'Est et que nous appellerons N° 1 a été atteint par la cavité la plus orientale; les deux autres désignés par N° 2 et N° 3, ont été rencontrés par la cavité de l'Ouest sur le bord occidental de laquelle on peut relever l'intéressant profil reproduit par la fig. n° 37.

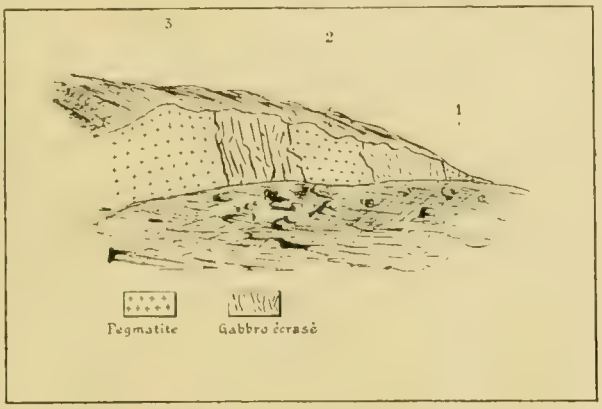


Fig. n° 37.
Vue des filons de Tongafena sur le bord occidental de la cavité de l'Ouest.

Nous ne pouvons exactement évaluer la puissance du premier de ces filons, mais elle est certainement de plusieurs mètres; le filon N° 2 a au moins 10 mètres d'épaisseur, il paraît d'ailleurs s'élargir en profondeur; quant au filon N° 3 il mesure environ 15 mètres, et occupe tout le front d'avancement de la cavité de l'Ouest, qui l'a coupé obliquement. La direction de ces filons est assez difficile à préciser, elle nous a semblé coïncider plus ou moins avec celle de la grande tranchée d'accès de la cavité de l'Est, et être à peu près Nord-Ouest Sud-Est.

La pegmatite qui forme ces différents filons est à gros éléments, par places même à éléments gigantesques; le quartz paraît s'y être ségrégé localement, car on y trouve d'énormes amas de ce minéral qui est de couleur rose.

En cours d'exploitation on a extrait des tonnes de ce quartz, qui est accumulé en tas près des cavités; le mica s'y trouve sporadiquement. Cette pegmatite renferme comme d'habitude des cryptes ou fours à cristaux dans lesquels on rencontre de gros individus de quartz gris analogues à ceux d'Antaboko; elle est partout fort décomposée et friable. Le béryl s'y trouve en prismes de dimensions fort variables; certains cristaux mesurent quelques centimètres à peine, d'autres pèsent plusieurs kilogrammes. Ce béryl est comme toujours, presqu'entièrement kaolinisé, cependant à l'intérieur de certains cristaux on a parfois des régions encore saines qui forment la pierre marchande. Le béryl de Tongafena est bleu foncé, avec une pointe de noir, il ressemble beaucoup à celui d'Antaboko; on a extrait jusqu'ici de ce gisement 25 kilogrammes de pierres égrisées d'assez jolie eau.

§ 2. *Les gisements des environs d'Ambohimarina et d'Antanibé.*

Ces gisements se trouvent à 11 $^1/_2$ kilomètres d'Antsirabé ; on y parvient depuis cette localité en suivant la route qui la relie à Bétafo.

Le premier de ces gisements est situé à flanc de coteau, à 30 mètres au-dessus de la route, au flanc Sud-Est d'une colline. C'est une attaque faite sur un affleurement de quartz blanc, laiteux, signe précurseur d'un filon de pegmatite. L'affleurement a été découpé sur une dizaine de mètres, le quartz surgit au milieu d'une latérite qui provient de la décomposition d'une roche granitique ou gneissique. Autant qu'il est permis d'en juger par les affleurements le filon serait orienté Nord 10° Ouest. Dans le quartz on a trouvé un gros cristal kaolinisé de béryl. Les travaux n'ont pas été poussés plus loin.

Le deuxième gisement se trouve sur le flanc Nord-Ouest de la même colline, il a fait l'objet d'une petite exploitation. C'était au début un filon de quartz qui affleurait en deux points au milieu de la latérite, mais au-dessous du quartz on a trouvé la pegmatite. Ce filon a été suivi en direction par une tranchée sur une quinzaine de mètres, après avoir enlevé la latérite qui le recouvrait partiellement. La veine de pegmatite mesure 3 à 4 mètres d'épaisseur, elle paraît être presque verticale et encaissée aux salbandes par de la latérite rougeâtre ; sa direction est Nord 10° Est. La pegmatite est à éléments gigantesques, elle contenait beaucoup de béryl associé au quartz ou au feldspath. Ce béryl en cristaux énormes pesant jusqu'à 30 kilogs, est entièrement kaolinisé, certains cristaux renferment cependant de petites plages qui sont indemnes et qui ont fourni les pierres marchandes extraites de ce gisement. L'aigue-marine était d'une jolie couleur bleu-pâle.

CHAPITRE VIII

Description des gisements de pegmatite. Les gisements d'Ambondromani.

§ 1. Géologie de la région voisine d'Ambondromani. — § 2. Le gisement de Fiérénana.
§ 3. Le gisement d'Ambondromani.

§ 1. *Géologie de la région voisine d'Ambondromani.*

Les gisements d'Ambondromani sont situés au Sud-Ouest d'Ambositra et à une assez grande distance de cette localité. Pour s'y rendre depuis Antsirabé, on suit d'abord la grande route qui relie cette localité à Ambositra et qui traverse presque sans discontinuer des affleurements granitiques, puis ensuite celle d'Ambositra à Fianar sur quelques kilomètres seulement. On marche ensuite dans la direction du Sud-Ouest pour gagner le village d'Ambohimazo. La route n'offre rien d'intéressant, on chemine presque constamment dans le granit. Depuis Ambohimazo on suit toujours la même direction sans quitter le granit, puis on traverse une chaîne de quartzites suivie d'une seconde zone granitique qui occupe la large vallée où se trouve le village d'Itey, près duquel il existe quelques exploitations d'or.

On gravit ensuite une chaîne de quartzites sur laquelle les couches plongent d'abord à l'Ouest et ensuite à l'Est, puis on traverse une nouvelle zone granitique qui forme une région plus basse et légèrement accidentée, et enfin une dernière chaîne de quartzites appelée Androanambéro, sur laquelle les couches plongent à

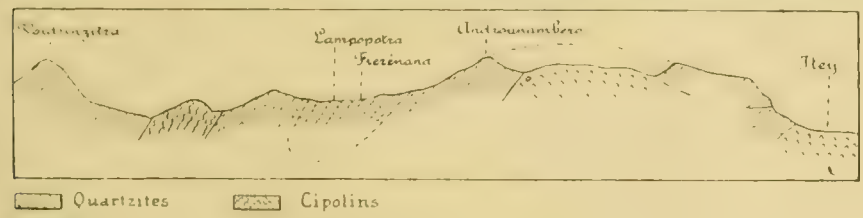


Fig. n° 38.
Profil par la région de Fiérénana.

l'Ouest. Depuis la crête de cette chaîne on descend dans la vallée de Lampopotra ou Isira où se trouve le village de Fiérénana. Dans cette vallée, et déjà à la base du flanc occidental d'Androanambéro, on observe des cipolins identiques à

ceux d'Antsongombato et de Tsilaisina, qui sont également encaissés par des quartzites plus à l'Ouest, et forment une bande bien individualisée. Ces cipolins plongent comme les quartzites au Sud-Ouest. La fig. n° 38 rend compte de la disposition géologique que nous avons observée.

§ 2. *Le gisement de Fiérénana.*

Ce gisement se trouve à une assez faible distance du contact des quartzites avec les cipolins au flanc Ouest d'Androanambéro, dans les petites collines voisines de ce contact et à 250 mètres environ à l'Est du village; il consiste en un véritable filon de pegmatite qui est encaissé dans les cipolins, et presque normal à leur direction. Les bancs des cipolins sont en effet dirigés Nord 20° Ouest et plongent de 40-50° au Sud-Ouest, tandis que le filon est en moyenne orienté Est 10° Sud, il n'est d'ailleurs pas vertical mais semble incliné vers le Nord de 60° à peu près.

Les cipolins se présentent dans le voisinage de la veine en bancs lités de 0,25 à 0,60 d'épaisseur, ils sont blancs, compacts et cristallins.

Le filon a été attaqué sur plusieurs points par des petites tranchées, mais l'ensemble des travaux est peu important et ceux-ci ont sans doute été entrepris bien plus dans le but de reconnaître le filon que dans celui de l'exploiter; nous examinerons sommairement chaque tranchée séparément.

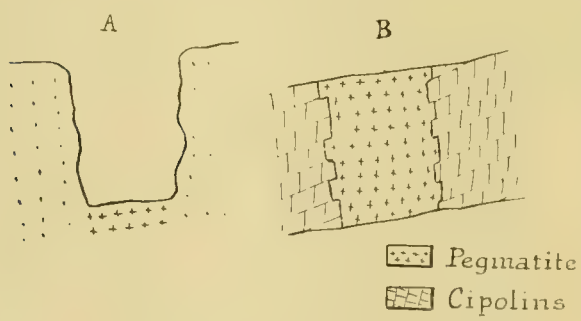


Fig. n° 39.
Vue de l'attaque n° 2 de Fiérénana.

Attaque N° 1. C'est celle qui se trouve le plus à l'Ouest. C'est un puits de $2^m,5 \times 1^m,5$ et de 1 mètre de profondeur qui a mis à nu la pegmatite sans l'exploiter.

Attaque N° 2. Elle se trouve à 4 mètres à l'Est de la précédente, sa longueur est de 6 mètres, sa largeur de 2 et sa profondeur de 2 également. Elle a, sur toute sa longueur, mis à nu le filon de la pegmatite qui mesure ici $1^m,5$ de puissance (fig. n° 39 A et B). Cette pegmatite est compacte, à gros éléments, et très feldspathique.

Elle renferme de grandes lamelles de mica blanc, de la tourmaline noire et des cristaux de rubellite rose opaque d'assez grande taille.

Attaque N° 3. Elle se trouve à 7 ou 8 mètres de la précédente, et toujours plus à l'Ouest, elle est représentée sur la photo N° 40. Cette attaque montre clairement le véritable caractère du filon qui mesure presque 2 mètres d'épaisseur. Sur la tranchée, on voit en effet les cipolins qui sont dirigés Nord 20° Ouest et plongent de 45° au Sud-Ouest, coupés transversalement par la veine de pegmatite. Celle-ci est dure et compacte, elle renferme du mica blanc en grandes lamelles, puis de la tourmaline noire en abondance. On y trouve également des gros cristaux zonés de couleur brune ou jaune, avec bordure mince de couleur rose, qui est tantôt opaque tantôt transparente. Ces tourmalines zonées sont très abondantes dans les déblais.

Attaques N° 4 et 5. Ce sont deux excavations placées à 10 mètres à l'Ouest de la tranchée N° 3, elles ont manqué le filon qui se trouve plus au sud.

Attaque N° 6. Elle se trouve à 10 mètres à l'Ouest du N° 5, c'est une longue tranchée de 6 mètres, qui a rencontré ici une pegmatite complètement décomposée et friable (ce qui montre que le caractère de cette roche peut varier dans un même filon). La tranchée a 3 mètres de profondeur et 1 mètre de large, elle est entièrement restée dans la pegmatite. Celle-ci renferme également beaucoup de mica blanc, de la tourmaline noire et des rubellites zonées de couleur pâle.

Tout près du village de Fiérénana et un peu plus à l'Ouest, se trouve une attaque en plein champ qui a découvert un filon de pegmatite lequel est probablement le prolongement de celui rencontré par les attaques précédentes, car il s'aligne exactement avec elles. La tranchée qui mesure 12 mètres de long sur $1^{m},50$ de large et 3 de profondeur, a suivi le filon en direction; celui-ci mesure plus de 1 mètre d'épaisseur. L'orientation de la tranchée est sensiblement Est-Ouest; la pegmatite qu'elle a découverte est décomposée mais encore dure, elle renferme de la tourmaline noire, de la tourmaline vert-brunâtre zonée, puis de la rubellite rose pâle qui forme enveloppe.

§ 3. *Le gisement d'Ambondromani.*

Ce gisement se trouve un peu au Sud du précédent, à l'Est de la route d'Ambatofinandrahana à Fianar, et à l'Ouest d'une petite crête de quartzites désignée par A (figure n° 40) suivie par des micaschistes phylladéens. Ceux-ci qui sont en moyenne dirigés NNO.-SSE., ondulent légèrement; ils plongent comme les quartzites à l'Ouest mais sont très redressés. Le filon affleure à 15 mètres environ de la crête A et à l'Est de celle-ci; il a été dégagé sur une toute petite attaque qui mesure à peine 3 mètres. On ne peut voir ni toit ni mur, mais il est fort probable que la pegmatite

est ici dans les quartzites, car on trouve de petits blocs de ces roches à 4 mètres à l'Est de la tranchée, et les mêmes roches se rencontrent en place également, à 13 mètres à l'Ouest de celle-ci. Le contact des quartzites avec les cipolins passe

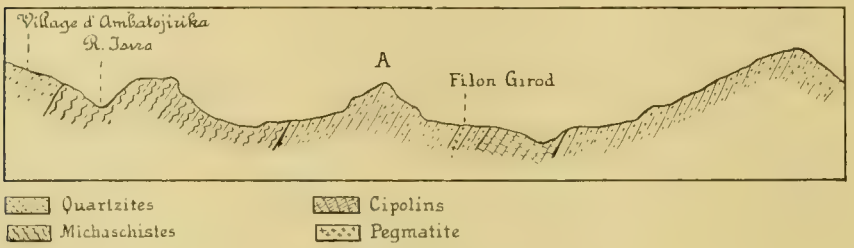


Fig. n° 40.
Profil par le gisement d'Ambondromani.

d'ailleurs à 80 mètres environ à l'Ouest de cette attaque. Faute d'affleurements plus considérables il est difficile de se faire une opinion sur le caractère de ce filon.

Il est probable cependant qu'il s'agit ici d'une veine intercalée parallèlement à la direction des couches. La pegmatite qui forme cette veine est encore assez fraîche et à éléments plutôt grossiers; elle ne renferme pas de mica, mais de la tourmaline noire et surtout beaucoup de tourmaline jaune ou brune, translucide zonée, et généralement enveloppée par une bordure de rubellite de couleur violacée. Nous avons aussi constaté la présence de petits cristaux bien formés de rubellite foncée qui ressemble à celle d'Antandrokomby.

Présentement il est impossible de dire exactement ce que vaut ce gisement; le filon n'est pas très puissant, il y a lieu de croire qu'il n'est pas très continu. Il n'est point impossible d'ailleurs de retrouver des filons analogues dans la région, mais il convient de remarquer que la zone des cipolins est très étroite en cet endroit et très resserrée, elle ne mesure en effet pas plus de 500 mètres. La rubellite d'Ambondromani est plus belle que celle de Fiérénana mais pas équivalente à celle d'Antsongombato. Nous ajouterons qu'il est fort intéressant et particulièrement suggestif de rencontrer les cipolins avec les filons de pegmatite, à une aussi grande distance au Sud des deux bandes sur lesquelles se trouvent les gisements de la Sahatany et d'Antsongombato; nous ne pouvons dire si ces cipolins sont la continuation ou la réapparition vers le Sud de l'une de ces deux bandes, car nous n'avons pas exploré la région intermédiaire qui les sépare; mais ce qu'il y a de certain, c'est que les formations qui renferment des filons de pegmatite sont fort étendues, et que les gemmes qu'on trouve dans ces pegmatites ont des caractères très analogues.

DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTION DES MINÉRAUX DES PEGMATITES

CHAPITRE IX

Les minéraux constitutifs des pegmatites.

§ 1. Le microcline d'Antsongombato. — § 2. L'amazonite d'Antaboko. — § 3. La lépidolite d'Antsongombato. — § 4. La lépidolite d'Antaboko. — § 5. Le mica noir (lithionite) d'Antaboko. — § 6. Le quartz dans les différentes pegmatites.

§ 1. *Le microcline d'Antsongombato.*

Le microcline qui forme l'élément feldspathique de la pegmatite d'Antsongombato, est de couleur blanche ou grisâtre. Nous n'en avons jamais rencontré des cristaux nets; les gros individus associés au quartz et à la lépidolite sont informes et clivables suivant (001), moins facilement suivant (010). Les spécimens les plus frais ont un éclat vitreux, légèrement nacré sur le clivage (001); ils sont translucides sur des petites esquilles; les spécimens plus altérés sont de couleur blanchâtre.

Les propriétés optiques de ce microcline ont, de même que celles de l'amazonite d'Antaboko, été étudiées sur des séries de plaques orientées, taillées avec beaucoup de soin par la maison Steeg et Reuter; elles sont les suivantes :

Le plan des axes optiques est presque perpendiculaire à (010); la bissectrice aiguë est négative.

Sur (010) qui est légèrement oblique sur n_g, l'extinction se fait à $+ 4° 30'$ (oculaire Bertrand) de la trace de (001). La face (010) est lisse; elle présente d'épais filonnets d'albite plus biréfringente, ceux-ci sont également légèrement obliques sur la bissectrice n_g positive, l'extinction de n_p par rapport, à la trace du clivage (001) est à $+ 21°$.

Sur la section perpendiculaire à n_g, l'extinction de n_p pour le microcline se fait à $+ 9° 30'$ de la trace du clivage (001), pour les filonnets d'albite à $+ 22° 30'$.

Sur la section perpendiculaire à n_p bissectrice aiguë on observe deux systèmes de fines lamelles floues avec plan de mâcle mal défini; ces lamelles ne sont d'ailleurs pas régulièrement développées partout; elles sont coupées quasi normalement par le clivage p = (001), la trace du plan des axes fait un angle de 2° avec celui-ci. Sur $1Sn_p$ l'extinction de la vibration négative est à 5° 30′ sur 1′ à 10°. Ces chiffres ne sont pas exactement ceux donnés par l'épure de M. Michel Lévy[1] pour la section perpendiculaire à n_p du microcline, mais il suffit que la plaque ne soit pas mathématiquement normale à n_p pour que les valeurs trouvées ne coïncident pas avec celles fournies par la projection.

Sur la section perpendiculaire à n_m on observe le quadrillage dû aux lamelles mâclées suivant l'albite et suivant la péricline, le réseau n'est pas régulier, ici les lamelles sont larges, là elles sont serrées. L'extinction de la vibration négative se fait à 15° de la trace des deux mâcles.

Les indices de réfraction mesurés par la réflexion totale pour la lumière du sodium, du lithium et du thallium sont :

	n_g	n_m	n_p
Pour Li	= 1,5213	= 1,5189	= 1,5157
» Na	= 1,5248	= 1,5220	= 1,5182
» Tl	= 1,5279	= 1,5252	= 1,5212

Les biréfringences pour Na sont :

$$n_g - n_p = 0{,}0066 \qquad n_g - n_m = 0{,}0028 \qquad n_m - n_p = 0{,}0038$$

L'angle des axes optiques a également été calculé, les mesures directes étant incertaines.

	2V calculé
Pour Li	= 83° 7′
» Na	= 81° 49′
» Tl	= 78° 22′

Dispersion observée : $\rho > V$

La densité a été prise sur 3,219 gr. de substance par la méthode du flacon. On a trouvé :

$$D = 2{,}5619$$

[1] A. Michel-Levy, *Etude sur la détermination des feldspaths*. Deuxième fascicule, Paris, Baudry, éditeur, 1896.

L'analyse chimique du microcline exécutée en double a fourni les résultats suivants : les bases ont été déterminées par désagrégation au carbonate, les alcalis par attaque à l'acide fluorhydrique.

Analyse du microcline d'Antsongombato :

(moyenne de 2 analyses)

SiO_2	=	64,36
Al_2O_3	=	18,12
Fe_2O_3	=	0,45
CaO	=	0,33
MgO	=	traces
K_2O	=	13,63
Na_2O	=	3,05
		99,94

§ 2. *L'amazonite d'Antaboko.*

Antaboko est le seul endroit où nous avons vu le microcline sous forme d'amazonite dans la pegmatite et encore cette amazonite ne se trouve-t-elle que dans la cavité inférieure, là où le filon de pegmatite a été le plus profondément excavé; à quelques mètres en amont, la pegmatite qui affleure à la seconde attaque renferme du feldspath blanc ordinaire. L'amazonite se présente en individus informes qui sont parfois assez volumineux mais jamais en cristaux avec des faces déterminables, elle montre également le clivage (001) qui est facile et celui (010) moins net; sa couleur est d'un joli vert d'eau, elle est un peu plus bleue que celle de l'Arizona. On l'extrait de la fouille d'Antaboko sous forme de blocs irréguliers, généralement empâtés dans le kaolin. Les propriétés optiques de ce microcline sont un peu différentes de celles du microline d'Antsongombato.

Sur (010) l'extinction de n_p se fait à $+ 4°$ environ du clivage (001).

Les filonnets d'albite sont moins beaux que dans le microcline précédent.

Sur la section perpendiculaire à n_g, n_p s'éteint à $+ 7°$ de la trace de (001). On observe sur cette section des inclusions opaques très abondantes en certains endroits.

L'albite s'éteint à $+ 22°$.

Sur la section perpendiculaire à n_p bissectrice aiguë, on ne distingue pas de lamelles, mais seulement la trace du clivage (001). Le plan des axes fait un angle

de 7° avec cette trace. On voit, dans la préparation, plusieurs inclusions d'albite mâclée.

Sur la section perpendiculaire à n_m, on observe assez mal le quadrillage du microcline et seulement par régions. L'extinction est à 14° de la trace du plan des mâcles.

Les indices de réfraction ont les valeurs suivantes :

	n_g	n_m	n_p
Pour Li	= 1,5218	= 1,5193	= 1,5154
» Na	= 1,5255	= 1,5227	= 1,5181
» Tl	= 1,5285	= 1,5259	= 1,5210

Pour Na $n_g - n_p = 0{,}0074$ $n_g - n_m = 0{,}0028$ $n_m - n_p = 0{,}0046$

L'angle des axes optiques calculé est :

	2V calculé
Pour Li	= 76° 44′
» Na	= 75° 19′
» Tl	= 71° 20′

Les images en lumière convergente étant mauvaises la mesure directe n'a pas été effectuée.

Dispersion observée $\rho > v$.

La densité de l'amazonite a été prise par la méthode du flacon, sur 5,291 gr. de substance ; elle est :

$$D = 2{,}5762$$

Analyse de l'amazonite :

(moyenne de deux analyses)

SiO_2	= 63,55
Al_2O_3	= 18,55
Fe_2O_3	= 0,34
CaO	= 0,36
MgO	= 0,10
K_2O	= 13,90
Na_2O	= 3,30
	100,10

§ 3. *La lépidolite d'Antsongombato.*

Ce mica, très curieux, se rencontre dans plusieurs des filons d'Antsongombato, notamment aux attaques N° 9 et N° 10. Il se trouve en grandes lamelles qui mesurent jusqu'à 0,20 de diamètre et qui présentent une couleur violacée tout à fait caractéristique. C'est certainement une lépidolithe analogue que M. Lacroix [1] a eue entre les mains; il compare avec justesse sa couleur à celle que donne à l'eau une faible quantité d'encre d'aniline violette. En lames minces, cette lépidolite est incolore.

Ses propriétés optiques sont les suivantes :

Le signe optique est négatif, la bissectrice aiguë est sensiblement perpendiculaire à (001).

Les indices mesuré par la réflexion totale pour Na seulement sont :

	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$n_g - n_m$	$n_m - n_p$
Pour Na =	1,5562	1,5522	1,5318	0,0244	0,0040	0,0204

L'angle des axes optiques, mesuré directement au goniomètre dans l'air, est :

	Au goniomètre		
	2E	2V	2V par les indices
Pour Li =	74,38′	—	—
» Na =	74° 23′	45° 50′	47° 53′
» Tl =	74° 5′	—	—

Dispersion observée = $\rho > V$, vérifier en lumière convergente, ce mica présente des anomalies optiques qui semblent indiquer une mâcle selon (001).

En lames épaisses, il existe un polychroïsme appréciable : n_g = violacé clair; n_m = violacé; n_p = incolore.

La densité a été déterminée sur 3,200 gr. de substance, par la méthode du flacon. Elle est :

$$D = 2,7995$$

[1] A. Lacroix, *Les minéraux des filons de pegmatite à tourmaline lithique de Madagascar.* Bulletin de la Soc. franç. de minér., t. 31, 1908, p. 218.

La composition chimique est la suivante :

Analyse de la lépidolite d'Antsongombato.

Moyenne de 2 déterminations.

SiO_2	= 55,97
Al_2O_3	= 17,70
Fe_2O_3	= 0,68
CaO	= —
MgO	= 0,09
MnO	= 0,58
K_2O	= 10,14
Na_2O	= 0,82
Li_2O	= 4,71
Fl	= 7,12
H_2O	= 2,24
Total	100,05

§ 4. *La lépidolite d'Antaboko.*

Le mica blanc se rencontre assez abondamment dans la pegmatite d'Antaboko ; il s'y présente également en assez grosses lamelles qui sont très légèrement colorées en rose violacé ; cette couleur n'est d'ailleurs appréciable que sous une forte épaisseur. En lames minces, elle est complètement incolore.

Les propriétés optiques de ce mica sont les suivantes :

Le signe optique est négatif ; la bissectrice aiguë n_p est aussi sensiblement perpendiculaire à (001). L'angle des axes optiques est :

	Au goniomètre. 2E	2V	2V par les indices
Pour Li	= 74° 34	—	—
» Na	= 74° 00	45° 29′	47° 29
» Tl	= 73° 16	—	—

Les indices mesurés par la réflexion totale sont :

	n_g	n_m	n_p	n_g-n_p	n_g-n_m	n_m-n_p
Pour Na =	1,5621	1,5570	1,5307	0,0314	0,0051	0,0263

Dispersion $\rho > v$, vérifiée en lumière convergente.

Le polychroïsme n'est pas appréciable.

La densité déterminée par la méthode du flacon sur 2,667 gr. de substance est

$$D = 2{,}8037$$

La composition chimique :

Analyse de la lépidolite d'Antaboko.

Moyenne de 2 déterminations.

SiO_2	=	57,25
Al_2O_3	=	17,65
Fe_2O_3	=	0,51
CaO	=	—
MgO	=	0,17
MnO	=	0,24
K_2O	=	10,11
Na_2O	=	0,78
Li_2O	=	5,42
Fl	=	6,28
H_2O	=	1,38
Total		99,79

§ 5. *Le mica noir (lithionite) d'Antaboko.*

Ce minéral se présente également en larges lamelles, il est cependant inférieur comme quantité au mica blanc. Le mica noir est d'ailleurs assez rare dans les différentes pegmatites qui ont été décrites ; il y a vraisemblablement des caractères très analogues.

Les lamelles sont de couleur brun verdâtre plus ou moins foncée ; sous une assez faible épaisseur elles sont complètement opaques.

Au point de vue optique ce mica est nettement biaxe, mais les propriétés optiques varient régionalement et sont en rapport avec les colorations. La bissectrice aiguë est également à peu près normale sur (001) et de signe négatif. Les indices ont été mesurés pour la lumière du sodium par réflexion totale sur un type moyen, dont la valeur de 2E était de 55° environ :

	n_g	n_m	n_p	$n_g - n_p$	$n_g - n_m$	$n_m - n_p$
Pour Na =	1,6521	1,6476	1,5880	0,0641	0,0045	0,0596

L'angle 2E est a été mesuré pour différentes variétés et pour Na. Nous avons obtenu :

		Au goniomètre. 2E	2V	2V par les indices.
Pour Na	Variété vert jaunâtre	57° 17′	33° 50′	—
	» vert plus foncé	54° 58′	32° 32′	31° 2′
	» vert foncé	52° 25′	31° 6′	—

Dispersion $\rho > V$

Le polychroïsme est :

n_g = brun verdâtre assez pâle. n_p = presque incolore.

La densité déterminée par la méthode du flacon sur 3,017 gr. de matière (de teinte plutôt claire) est :

$$D = 2{,}9724$$

La composition chimique est donnée par l'analyse suivante :

Analyse de la lithionite d'Antaboko.

Moyenne de 2 déterminations.

SiO_2	= 45,88
Al_2O_3	= 20,80
Fe_2O_3	= 0,97
FeO	= 9,65
MnO	= 1,74
CaO	= ——
MgO	= 0,13
K_2O	= 9,11
Na_2O	= 0,96
Li_2O	= 3,78
Fl	= 5,12
H_2O	= 1,48
Total	99,62

§ 6. *Le quartz dans les différentes pegmatites.*

Le quartz cristallisé est assez rare; il se développe généralement dans les géodes et peut, à Antaboko notamment, se rencontrer en individus de grande taille. Il n'est presque jamais incolore et parfaitement transparent, mais au contraire grisâtre ou enfumé et fréquemment criblé d'inclusions.

Sur les cristaux d'Antaboko, les seuls que nous ayons examinés, on trouve les faces de prisme (10$\bar{1}$0), celles de deux rhomboèdres (10$\bar{1}$1) et (01$\bar{1}$1) qui sont également développées, puis, les faces hémiédriques (11$\bar{2}$1) qui sont toujours excessivement petites.

Dans la grande majorité des cas, les individus de quartz associés au feldspath sont informes et de couleur grisâtre, ou encore colorés en rose violacé plus ou moins intense.

Ces variétés roses sont même assez banales, mais celles qui sont de couleur foncée sont assez rares; les plus belles que nous ayons rencontrées dans toute la région des pegmatites se trouvent à Sahanivotry et surtout dans le filon de Sakalina. Ce quartz rose, qui est couleur de fleur de pêcher foncée, constitue une pierre de valeur pour la fabrication d'objets d'art et d'ornementation.

CHAPITRE X

Les minéraux accessoires des pegmatites. Le béryl rose et les aigue-marines.

§ 1. Le béryl rose de Tsilaisina. — § 2. Le béryl rose de Tsaravovona. — § 3. Le béryl rose de Maharitra. — § 4. L'aigue-marine de Tétéhina. — § 5. L'aigue-marine d'Ambatolampy. — § 6. L'aigue-marine d'Antaboko. — § 7. L'aigue-marine de Tongafeno. — § 8. Considérations générales relatives au béryl.

§ 1. *Le béryl rose de Tsilaisina.*

Ce minéral intéressant a, comme nous l'avons vu, été rencontré dans plusieurs des filons de Tsilaisina exploités par M. Girod. Il est sorti de la pegmatite décomposée en fragments assez volumineux qui ne peuvent provenir que de cristaux de grande taille. Ceux-ci sont de couleur rose fleur de pêcher, et parfois de couleur saumon pâle; cette dernière coloration provient d'ailleurs, à notre avis, d'un commencement d'altération. Le tout-venant renferme des parties opaques kaolinisées et

d'autres absolument fraîches et limpides que l'on peut aisément détacher et séparer des premières par un égrisage très sommaire. Ce sont les parties transparentes qui pèsent jusqu'à 100 gr. qu'on utilise pour la taille; la couleur en est relativement foncée et très uniforme, ce qui est particulièrement avantageux pour les assortiments. Sur quelques rares spécimens on observe parfois une ou deux faces incomplètes et corrodées; à plusieurs reprises nous avons mesuré un angle de 139° entre deux de ces faces qui seraient donc celles de la pyramide $(11\bar{2}1)$.

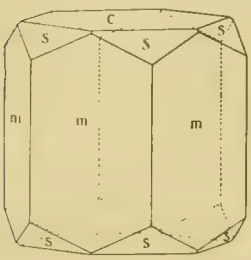


Fig. n° 41.

Le seul cristal complet que nous ayons eu jusqu'ici entre les mains mesure 4 centimètres; il est d'ailleurs en assez mauvais état, opaque et de couleur rosée. Il présente les faces $m = (10\bar{1}0)$, $s = (11\bar{2}1)$ et $c = (0001)$ visibles sur la fig. n° 41 qui reproduit l'aspect de ce cristal. Les angles des normales mesurés au goniomètre d'application sont les suivants :

$$\begin{aligned} m : s &= (10\bar{1}0)\ (11\bar{2}1) = 52° \\ s : s &= (11\bar{2}1)\ (2\bar{1}\bar{1}1) = 41° \\ s : c &= (11\bar{2}1)\ (0001) = 45° \end{aligned}$$

Les propriétés optiques de ce minéral ont été étudiées avec beaucoup de soin.

Les sections normales à l'axe optique donnent une croix noire uniaxe négative qui se disloque très légèrement par rotation de la platine du microscope. Signe optique négatif.

Les indices et la dispersion de ce béryl ont été mesurés par la déviation minima, tout d'abord sur deux prismes absolument transparents taillés l'un avec l'arête réfringente parallèle à l'axe optique, l'autre avec l'axe optique compris dans le plan bissecteur de l'angle réfringent. Nous avons contrôlé ces indices par la réflexion totale, sur des plaques taillées normalement et parallèlement à l'axe optique : les résultats obtenus sont les suivants[1] :

[1] Les valeurs des indices indiquées pour les béryls et surtout pour les tourmalines sont un peu différentes de celles que nous avons données dans nos deux notes précédentes publiées dans le bulletin de la Société de minéralogie, t. 33, p. 53 et dans les Archives, t. 29, p. 62. Les derniers chiffres que nous publions ici ont été obtenus avec une grande précision après un réglage nouveau de notre réfractomètre à demi-boule, et vérification périodique de ce réglage par la mesure journalière des indices du quartz. L'expérience montre en effet que ces appareils sont sujets à des variations qui nécessitent un contrôle permanent. Nous avons répété les mesures à plusieurs jours d'intervalle sur les mêmes sections, pour éviter les erreurs dues à la fatigue de l'œil qui résulte du travail en série. Les chiffres donnés sont la moyenne de tous les résultats obtenus sur les plaques $\parallel$ et $\perp$ à l'axe optique.

Mesures par la déviation minima.

Premier prisme.		n_g	n_p
Axe optique compris	Pour Li	= 1,5787	= 1,5727
dans le plan bissecteur	» Na	= 1,5818	= 1,5756
de l'angle réfringent	» Tl	= 1,5846	= 1,5784

Deuxième prisme.		n_g	n_p
Arête réfringente	Pour Li	= 1,5794	= 1,5730
parallèle	» Na	= 1,5822	= 1,5760
à l'axe optique	» Tl	= 1,5850	= 1,5788

Moyennes par la déviation minima.

	n_g	n_p
Pour Li	= 1,5790	= 1,5728
» Na	= 1,5820	= 1,5758
» Tl	= 1,5848	= 1,5786

Mesures par la réflexion totale.

Les chiffres donnés ci-dessous sont les moyennes de ceux obtenus sur les sections parallèles et perpendiculaires à l'axe optique qui donnent d'ailleurs des résultats identiques variant à peine d'une unité de la quatrième décimale.

	n_g	n_p
Pour Li =	1,5795	1,5733
» Na =	1,5822	1,5760
» Tl =	1,5848	1,5786

Pour Na $n_g - n_p = 0{,}0062$

La concordance entre les mesures faites par la déviation minima et la réflexion totale est, comme on peut le voir par les chiffres qui précèdent, assez satisfaisante.

M. Lacroix[1] donne pour le béryl rose du Mont Bity et celui de Farafatrana les valeurs suivantes :

	Béryl du Bity.	Béryl de Farafatrana.
Pour Na	n_g = 1,5860	n_g = 1,5825
	n_p = 1,5795	n_p = 1,5761
	$n_g - n_p$ = 0,0065	$n_g - n_p$ = 0,0064

Il est certain que le béryl du Bity est analogue à celui de Tsilaisina.

[1] A. Lacroix, *loc. cit.*

La densité du béryl de Tsilaisina a été déterminée par plusieurs méthodes, les chiffres obtenus varient légèrement comme on peut le voir dans le tableau suivant :

Désignation du matériel.	Son poids.	Densité.	Méthode adoptée.
1° Pierre taillée absolument limpide	2,0214	2,7142	Balance hydrostatique
2° id. id. id.	2,2321	2,7183	id.
3° id. id. id.	2,0562	2,7201	id.
4° Petits fragments bruts limpides	18,4057	2,7135	flacon
Moyenne générale D = 2,7165.			

Les analyses du béryl de Tsilaisina et des autres variétés d'aigue-marine étudiées ont été faites par différentes méthodes. Pour le dosage des bases et de la silice nous avons désagrégé le minéral par le carbonate de soude ou l'acide borique; pour le dosage des alcalis qui existent en petite quantité, nous avons adopté la méthode de Smith au carbonate de chaux et chlorure d'ammonium, l'attaque par l'acide fluorhydrique étant incomplète. Dans le dosage de la silice nous avons constamment observé qu'il reste avec cet élément et malgré des lavages réitérés à l'acide chlorhydrique, une quantité notable d'alumine et surtout de glucine (plus de 3 %); ces deux corps se recombinent sans doute pour former un produit insoluble dans l'acide chlorhydrique. La glucine a été séparée par différentes méthodes, notamment par l'action de la soude caustique sur la solution des chlorures, qui est de beaucoup préférable à la séparation au carbonate d'ammoniaque. L'analyse spectroscopique faite sur les alcalis obtenus par désagrégation à l'acide borique a montré la présence du lithium dans ce béryl; ce lithium a été séparé par la méthode à l'alcool amylique. L'analyse qui suit est la moyenne de quatre analyses concordantes pour les bases et de deux pour les alcalis.

Analyse du béryl rose de Tsilaisina :

SiO_2	=	64,76
Al_2O_3	=	18,14
GlO	=	13,76
MnO	=	0,003
Li_2O	=	0,04
Na_2O	=	0,73
K_2O	=	0,15
H_2O (perte au feu)	=	2,24
		99,82

La composition du béryl rose de Madagascar d'après les analyses de Damour est :

SiO_2	=	66,56
Al_2O_3	=	18,66
MnO	=	0,21
GlO	=	12,47
CaO	=	0,06
H_2O	=	2,30
		100,35

§ 2. *Le béryl rose de Tsaravovona.*

Nous n'avons pas vu sur place le béryl rose extrait par M. Girod du gisement de Tsaravovona, nous avons eu seulement entre les mains une grosse pierre taillée parfaitement limpide qui provenait du cristal unique qui a été trouvé dans ce gisement. Cette pierre pèse 9,821 gr., sa densité prise par la balance hydrostatique est de 2,7027.

Nous avons déterminé les indices de ce béryl par la réflexion totale en nous servant de la table de cette pierre comme surface réfléchissante; les limites n'étaient pas très bonnes de sorte que la précision obtenue est certainement moindre que dans le cas précédent. Nous avons trouvé :

Pour Na : $n_g = 1{,}5782$ $n_p = 1{,}5725$ $n_g - n_p = 0{,}0057$.

§ 3. *Le béryl rose de Maharitra.*

Ce béryl a été décrit dans une première note par M. Lacroix [1] sous le nom de béryl riche en alcalis; puis tout récemment le même auteur a complété sa description première dans une seconde note [2]. Les premiers cristaux décrits par M. Lacroix étaient aplatis parallèlement à (0001) et présentaient les faces (0001), $(11\bar{2}1)$, fréquemment $(33\bar{6}4)$ et plus rarement $(31\bar{4}1)$; ils étaient généralement de grande taille. Les nouveaux échantillons décrits par lui présentent divers types mais toujours avec la base prédominante; ils ne portent pas la pyramide $(33\bar{6}4)$ mais par

[1] A. Lacroix, *Les minéraux des filons de pegmatite*, loc. cit., p. 256.

[2] A. Lacroix, *Nouvelles observations sur les minéraux des pegmatites de Madagascar*. Bulletin de la Soc. minér. de France, t. 33, 1910, p. 44.

contre celle $(11\bar{2}1)$ qui est constante et très souvent accompagnée de celle $(31\bar{4}1)$. Certains types ont aussi la pyramide $(10\bar{1}1)$ réduite ainsi que les prismes $(11\bar{2}0)$ et $(10\bar{1}0)$.

En visitant les environs de Maharitra, nous avons eu l'occasion de voir quelques jolis cristaux du béryl rose et incolore de cette localité, que nous avons décrits dans une note parue en même temps que la dernière de M. Lacroix [1]. Ces cristaux sont assez volumineux et mesurent de 3 à 15 centimètres de diamètre. Ils sont toujours fortement aplatis parallèlement à la base et en général en assez mauvais état de conservation. Leur couleur est rose plus ou moins violacé, mais il existe des variétés complètement incolores qui sont très souvent absolument tabulaires; nous avons vu en effet un cristal complet de ce dernier type qui mesurait plus de six centimètres de diamètre et dont l'épaisseur était au maximum d'un centimètre.

Les cristaux roses absolument limpides sont, paraît-il, très rares; ceux que nous avons vus et que nous possédons sont formés de régions opaques et kaolinisés et d'autres encore transparentes.

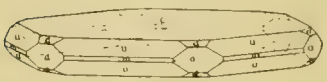


Fig. n° 42.

Les faces sont corrodées et généralement en assez mauvais état; elles ne permettent que des mesures approximatives au goniomètre d'application.

Le type examiné est représenté fig. n° 42. Il montre les faces c = (0001) très développées, m = $(10\bar{1}0)$ étroites et réduites, u = $(20\bar{2}1)$ constantes, a = $(11\bar{2}0)$ petites et enfin d = $(33\bar{6}4)$ très petites.

Les angles mesurés sont :

$$c : u = (0001)\ (20\bar{2}1) = 49°$$
$$c : d = (0001)\ (33\bar{6}4) = 37°$$
$$u : d = (20\bar{2}1)\ (33\bar{6}4) = 25°$$

Les cristaux incolores et très aplatis présentaient un type un peu différent rappelant celui de la fig. 2, page 44 de la seconde note de M. Lacroix, avec les faces $(33\bar{6}4)$ $(11\bar{2}1)$ et de plus celles $(10\bar{1}0)$; ces cristaux n'étant pas entre nos mains, cette description est faite de souvenir.

Les propriétés optiques du béryl rose ont été déterminées sur des fragments absoluments limpides de pierres égrisées et prêtes pour la taille. Sur les sections normales à l'axe optique, on observe une croix noire uniaxe négative; cette croix

[1] L. Duparc, M. Wunder et R. Sabot, *Contribution à la connaissance des minéraux des pegmatites de Madagascar*. Bulletin de la Soc. minér. de France, t. 33, 1910, p. 53.

se disloque généralement faiblement par rotation de la platine du microscope, cette dislocation varie d'ailleurs régionalement sur un même cristal $2E = 4°54'$ (mesuré au réticule).

Les indices déterminés sur deux séries de plaques parallèles et perpendiculaires à l'axe optique sont :

	n_g	n_p
Pour Li =	1,5968	1,5886
Na =	1,6002	1,5921
Tl =	1,6033	1,5955

Pour Na : $n_g - n_p = 0,0081$

M. Lacroix a obtenu pour la raie D les valeurs suivantes sur deux variétés de béryl.

	Variété transparente.	Variété translucide.
Pour Na	$n_g = 1,5977$	$n_g = 1,5977$
	$n_p = 1,5903$	$n_p = 1,5894$
	$n_g - n_p = 0,0074$	$n_g - n_p = 0,0883$

La densité de ce béryl prise sur deux petits fragments absolument limpides, du poids total de 0,2459 gr. est de : $D = 2,8808$

§ 4. *L'aigue-marine de Tétéhina.*

Le béryl de Tétéhina a été rencontré en prismes assez volumineux, presque toujours complètement kaolinisés, et présentant seulement les faces (0001) et $(10\bar{1}0)$. Sur quelques cristaux on a trouvé à l'intérieur des petites parties non décomposées, vitreuses, d'une jolie couleur bleu-verdâtre pâle.

Le béryl est uniaxe négatif, la croix noire se disloque facilement par rotation de la platine du microscope, $2E = 9°44'$ (mesuré au réticule).

Les indices mesurés par réflexion totale sont :

	n_g	n_p
Pour Li =	1.5787	1,5728
» Na =	1,5818	1,5756
» Tl =	1,5850	1,5791

Pour Na : $n_g - n_p = 0,0062$

Le polychroïsme est visible seulement sur les lames épaisses, on a :

$$n_g = \text{incolore}, \quad n_p = \text{bleu de ciel.}$$

Densité prise sur une pierre taillée limpide, pesant 1,5544 gr. par la balance hydrostatique D = 2,7116.

§ 5. *L'aigue-marine d'Ambatolampy.*

On a extrait du gisement d'Ambatolampy un certain nombre de cristaux de béryl kaolinisé, dont six gros prismes mesurant plus de 0,60 de longueur, qui renfermaient à l'intérieur des parties encore vitreuses, d'une belle couleur bleu de ciel absolument pure et sans traces de vert. Ces cristaux présentaient les formes habituelles $(10\bar{1}0)$ et (0001); les parties vitreuses n'étaient qu'exceptionnellement absolument limpides; elles étaient plus ou moins givrées par la présence d'inclusions disposées en files.

Le béryl d'Ambatolampy est uniaxe négatif, la croix noire se disloque par rotation de la platine; en lumière jaune nous avons mesuré pour 2E une valeur de 10°12′.

Les indices de réfraction déterminés par réflexion totale sont :

	n_g	n_p
Pour Li =	1,5806	1,5748
» Na =	1,5834	1,5774
» Tl =	1,5867	1,5801

Pour Na: $n_g - n_p = 0{,}0060$. Polychroïsme : n_p = bleu de ciel; n_g = bleu très pâle.

La densité du béryl a été déterminée sur trois lots de pierres taillées.

Désignation du matériel.	Poids.	Densité.	Méthode.
1° Pierres taillées de premier choix, absolument limpides	8,3751	2,7192	flacon
2° Pierres taillées de premier choix, un peu moins bonnes	17,8849	2,7180	id.
3° Pierres taillées, un peu givrées	16,3207	2,7262	id.
Moyenne de 1 + 2 = D = 2,7186.			

§ 6. *L'aigue-marine d'Antaboko.*

La pegmatite d'Antaboko renferme deux béryls de couleur très différente. L'un est faiblement coloré en vert asperge et truité de taches ou plages irrégulières d'un rose pâle, l'autre est d'un bleu foncé avec pointe de gris; c'est cette dernière variété qui a été étudiée.

Les cristaux comme ceux d'Ambatolampy, présentent les faces $(10\bar{1}0)$ et sont très fortement altérés. Quand on les retire de la pegmatite, ils sont généralement terreux, de couleur grisâtre et toujours excessivement friables; les parties restées saines sont relativement rares. Le minéral est uniaxe négatif; la croix noire se disloque sensiblement par rotation de la platine, 2E mesuré au réticule par la lumière de sodium a été trouvé de 5° 23′.

Les indices de ce béryl sont :

	n_g	n_p
Pour Li	= 1,5865	1,5798
» Na	= 1,5899	1,5831
» Tl	= 1,5931	1,5864

Pour Na : $n_g - n_p = 0{,}0068$. Polychroïsme assez fort : n_g = bleuâtre pâle; n_p = bleu franc.

La densité a été prise par la méthode du flacon sur 10,0062 gr. de pierres taillées absolument limpides.

$$D = 2.7477$$

§ 7. *L'aigue-marine de Tongaféna.*

Les cristaux de béryl de Tongaféna se présentent dans des conditions similaires à celles du béryl de Sahanivotry. Les uns sont énormes et pèsent plusieurs kilogrammes, les autres mesurent quelques centimètres seulement. Tous sont simples avec les faces (0001) et $(10\bar{1}0)$ et toujours très décomposés. Les parties fraîches que l'on trouve à l'intérieur de certains cristaux sont d'un bleu foncé, avec une pointe de noir qui rappelle beaucoup celui d'Antaboko; on trouve cependant des variétés d'un bleu plus ou moins verdâtre, voire même d'un brun jaunâtre. Le béryl de Tongaféna est uniaxe négatif, mais la croix noire se disloque assez facilement par rotation de la platine du microscope; 2E = 8° 42′.

Les indices mesurés sont :

	Variété bleue.		Variété verdâtre.	
	n_g	n_p	n_g	n_p
Pour Li	1,5827	1,5763	1,5803	1,5740
» Na	1,5856	1,5791	1,5834	1,5778
» Tl	1,5886	1,5823	1,5867	1,5805

Pour Na : $n_g - n_p = 0{,}0065$. $n_g - n_p = 0{,}0056$.

Polychroïsme n_g = bleu pâle ; n_p = bleu assez foncé.

La densité a été prise sur un fragment brut pesant 0,96341 gr., par la balance hydrostatique. D = 2,7379.

§ 8. *Considérations générales relatives au béryl.*

Nous résumerons dans le tableau suivant, afin de pouvoir les comparer, les propriétés optiques et les densités des divers béryls étudiés. Les indices donnés, ainsi que les biréfringences sont ceux mesurés par réflexion totale pour la lumière du sodium.

Localités.	Densité.	n_g	n_p	$n_g - n_p$	2E
Béryl rose de Tsilaisina	2,7165	1,5822	1,5760	0,0062	nul ou à peu près.
» » de Tsaravovona[1] . .	2,7027	1,5782	1,5725	0,0057	
» » de Maharitra. . . .	2,8808	1,6002	1,5921	0,0081	4° 54′
Aigue-marine de Tétéhina . .	2,7116	1,5818	1,5756	0.0062	9° 44′
» d'Ambatolampy	2,7186	1,5834	1,5774	0,0060	10° 12′
» d'Antaboko . .	2,7477	1,5899	1,5831	0,0068	5° 23′
» de Tongaféna .	2,7379	1,5856	1,5791	0,0065	8° 42′

Comme on le voit, le béryl rose de Maharitra se distingue de tous les autres par la valeur très élevée de sa réfringence et de sa biréfringence. Les aigues-marines d'Ambatolampy et de Tétéhina, de même que le béryl rose de Tsilaisina, qui s'en rapproche beaucoup, ont une réfringence et une biréfringence sensiblement plus faibles ; quant aux aigues-marines d'Antaboko et de Tongaféna, elles forment, au point de vue de la valeur des indices, un groupe intermédiaire entre le béryl de Maharitra et les aigues-marines de couleur bleu pâle ; pour la biréfringence, par contre, elles sont sensiblement identiques à ces dernières.

[1] Chiffre approximatif.

CHAPITRE XI

Les minéraux des pegmatites. — Les tourmalines.

§ 1. La rubellite d'Antsongombato. — § 2. La tourmaline de Maroando. — § 3. Les tourmalines polychromes de Tsilaisina. — § 4. La tourmaline d'Antandrokomby. — § 5. La tourmaline d'Antaboko. — § 6. Tourmaline de gisement inconnu. — § 7. Considérations générales relatives aux tourmalines.

§ 1. *La rubellite d'Antsongombato.*

Les cristaux de ce minéral remarquable sont de taille très variable; les petits seulement sont homogènes et d'une superbe teinte rouge sang de pigeon plus ou moins foncée; ceux plus volumineux ont presque toujours une structure complexe et sont formés par des zones concentriques dont la succession et les particularités seront étudiés plus loin. Les très gros cristaux sont tout à fait exceptionnels et sont toujours inhomogènes.

Au point de vue cristallographique, on distingue deux types, que nous appellerons hexagonal et triangulaire et que nous allons examiner séparément.

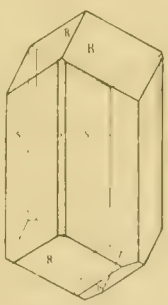


Fig. n° 43.

TYPE HEXAGONAL

Il est surtout caractérisé par la présence, dans la zone prismatique, des faces $(11\bar{2}0) = S^1$ bien développées, et de celles $^1/_2\,(10\bar{1}0) = l$ toujours étroites.

Lorsque les cristaux sont terminés, on trouve à l'une des extrémités de l'axe ternaire le rhomboèdre $(02\bar{2}1) = R$, et à l'autre le même rhomboèdre combiné à celui $(01\bar{1}\bar{1}) = p$ (fig. n° 43). La zone prismatique est toujours striée; les angles compris entre ces différentes faces ont été mesurés au goniomètre de Mallard et sont les suivants :

	Observé	Calculé
$R : R = (02\bar{2}1)\ (2\bar{2}01)$	$= 77° 6'$	$77° 2'$
$R : S^1 = (02\bar{2}1)\ (11\bar{2}0)$	$= 51° 30'$	$51° 28'$
$p : R = (01\bar{1}\bar{1})\ (20\bar{2}1)$	$= 38° 33'$	$38° 31'$
$R : l = (02\bar{2}1)\ (10\bar{1}0)$	$= 69°$	$68° 56'$

Ce type semble très analogue à celui d'Antandrokomby décrit par M. Lacroix.

TYPE TRIANGULAIRE.

Nous n'avons jamais rencontré de cristaux terminés aux deux extrémités appartenant à ce type. Il est caractérisé par la prédominance des faces $^1/_2\ (10\bar{1}0) = I$ dans la zone prismatique, tandis que celles $(11\bar{2}0) = S_1$ sont très étroites de même que celles $^1/_2\ (41\bar{5}0) = S_2$ qui les accompagnent. Les cristaux sur l'extrémité terminée portent la base $(0001) = c$, combinée avec le rhomboèdre $(02\bar{2}1) = R$; de même

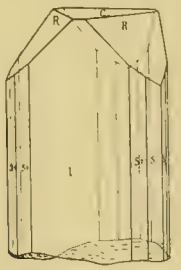


Fig. n° 44.

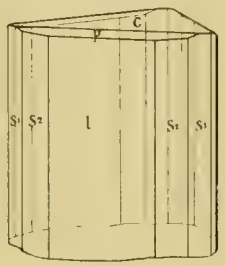


Fig. n° 45.

parfois avec le rhomboèdre $(10\bar{1}1) = p$; chez certains types représentés par la fig. 44 la base est assez petite, chez d'autres le rhomboèdre $(02\bar{2}1) = R$ est très réduit et peut même disparaître. La fig. 45 représente un type analogue, avec le rhomboèdre $(10\bar{1}1) = p$ et la base $(0001) = c$ prédominante. Les angles des normales mesurés sur ces divers types sont :

	Observé	Calculé
$R : C = (02\bar{2}1)\ (0001)$	$= 45° 52'$	$45° 59'$
$R : R = (02\bar{2}1)\ (2\bar{2}01)$	$= 77° 5'$	$77° 2'$
$S_2 : S_1 = (41\bar{5}0)\ (11\bar{2}0)$	$= 20° 24'$	$19° 6'$
Goniomètre d'application : $p : C = (10\bar{1}1)\ (0001)$	$= 27°$	$27° 21'$

La grande majorité des cristaux est, comme nous l'avons dit, inhomogène, et la structure dite en zones concentriques est fréquente; dans ce cas les dispositions les plus variées se trouvent réalisées. Chez certaines rubellites, les zones qui alternent sont toutes colorées en rouge plus ou moins vif; le centre par exemple est d'un

rouge violacé intense, les zones médianes et périphériques sont rouges ou roses de différentes nuances voire même incolores. Chez d'autres le centre est souvent formé par de la tourmaline jaunâtre ou brunâtre, et la périphérie par de la rubellite; l'inverse a lieu également et tout aussi fréquemment surtout sur les gros cristaux qui paraissent noirs alors que les parties centrales sont d'un beau rouge. Ces zones sont quelquefois très nombreuses et dans ce cas souvent fort minces; la réapparition alternante des mêmes couleurs ou de teintes plus ou moins similaires n'est pas rare. D'autres fois et ce principalement sur les cristaux entièrement de couleur rouge, les zones se bornent à deux ou trois seulement et sont alors relativement épaisses.

La forme des enveloppes concentriques est identique pour toutes celles-ci ou au contraire différente, selon que les conditions de la cristallisation ont été uniformes ou ont varié. Dans ce dernier cas le noyau est fréquemment triangulaire, tandis que les zones périphériques présentent les profils $(10\bar{1}0)$ et $(11\bar{2}0)$, voir même simplement $(11\bar{2}0)$. C'est exactement ce que M. Lacroix a observé sur la tourmaline d'Antandrokomby et ce que nous-mêmes avons vérifié sur plusieurs cristaux de cette localité. L'auteur en question a vu certains prismes dont le centre triangulaire violet, était entouré par un hexagone de couleur plus claire résultant de la présence des profils $(10\bar{1}0) = l$ du prisme hexagonal, inscrit lui-même dans un deutéroprisme de couleur verdâtre correspondant à $(11\bar{2}0) = S^1$.

Lorsque les cristaux de tourmaline sont terminés, les rhomboèdres et la base du sommet ont généralement la couleur de l'enveloppe extérieure, mais les zones qui se succèdent du centre vers la périphérie sont souvent différentes dans les régions qui avoisinent l'extrémité formée de la tourmaline et dans celles qui en sont à une certaine distance. Ce phénomène paraît être très général; il se retrouve également à Antandrokomby. Ainsi un cristal coupé parallèlement à l'axe ternaire suivant une section passant par l'angle culminant du rhomboèdre, montre sur une hauteur de 1 centimètre environ 6 enveloppes, qui vont de la périphérie vers le centre dans l'ordre suivant (fig. n° 46) :

1° Zone externe très mince rouge formant les faces du rhomboèdre R.

2° Zone mince également rose clair.

3° Zone rouge identique à 1.

4° Zone brun verdâtre relativement épaisse.

5° Zone rose pâle épaisse également.

6° Noyau rose plus foncé.

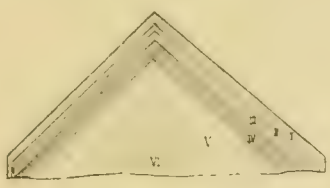


Fig n° 46

Une autre section perpendiculaire à l'axe cette fois, mais faite à une certaine distance du pointement rhomboédrique, montre la succession que voici :

1° Zone externe rouge, correspondant à 1 de la coupe précédente.

2° Zone rose clair très mince, correspondant à 2 de la coupe précédente.

3° Zone rouge » » » 3 » »

4° Zone brune excessivement mince, correspondant à 4 de la coupe précédente mais très réduite en cet endroit.

5° Zone rose très pâle mince également, correspondant à 5 de la coupe précédente.

6° Noyau très développé, de couleur brun-verdâtre, avec des plages irrégulières roses ou au contraire vert plus foncé, correspondant au noyau rose du N° 6 de la coupe parallèle à l'axe (fig. 47).

La disposition schématique d'un cristal complet coupé parallèlement à l'axe ternaire serait donnée par la (fig. 48).

Fig. n° 47.

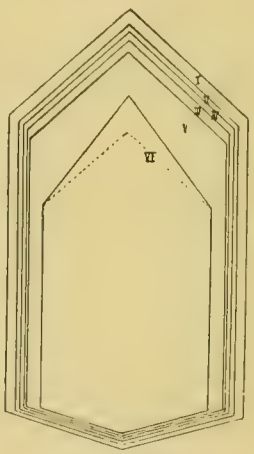


Fig. n° 48.

Nous ne pouvons affirmer que la succession des différentes zones soit identique aux deux extrémités de l'axe ternaire; les cristaux terminés aux deux pôles que nous avons vus sont de petite taille et de couleur uniforme; ceux plus grands et brisés que nous possédons ont une enveloppe uniforme également mais qui paraît cependant plus foncée près de la partie terminée.

Les propriétés optiques de la tourmaline d'Antsongombato ont été déterminées sur deux variétés différentes, l'une rouge-sang N° 3, l'autre rouge plus pâle N° 4, puis sur un cristal zoné N° 13 formé d'un centre rouge foncé et d'une bordure plus claire. Toutes ces tourmalines sont légèrement biaxes, la croix noire se disloque toujours plus ou moins par rotation de la platine, l'angle 2E a été mesuré au réticule.

Variété rouge foncé N° 3.

	n_g	n_p	$n_g - n_p$	2E
Pour Li	1,6391	1,6200	—	—
» Na	1,6425	1,6231	0,0194	5°32′
» Tl	1,6455	1,6261	—	—

Variété rouge plus clair N° 4.

	n_g	n_p	$n_g - n_p$	2E
Pour Li	1,6360	1,6176	—	—
» Na	1,6391	1,6205	0,0186	5°3′
» Tl	1,6421	1,6235	—	—

Variété zonée N° 13, centre rouge plus foncé que N° 3.

	n_g	n_p	$n_g - n_p$	2E
Pour Li	1,6406	1,6213	—	
» Na	1,6448	1,6251	0,0197	4°18′
» Tl	1,6487	1,6285	—	

Variété zonée N° 13, bordure plus pâle que le N° 4.

	n_g	n_p	$n_g - n_p$	2E
Pour Li	1,6334	1,6176	—	—
» Na	1,6376	1,6199	0,0177	5°41′
» Tl	1,6415	1,6229	—	—

Le polychroïsme sous une épaisseur de 1 à 1,5 mm. est ainsi :

N^{os} 3 et 13 rouge foncé : n_g = rouge carmin foncé ; n_p = rougeâtre pâle.

N^{os} 4 et 13 rouge plus pâle : n_g = rose foncé ; n_p = rose très pâle.

Comme on peut le voir en comparant les valeurs des indices et des biréfringences pour la raie D de ces différentes tourmalines, celles-ci sont, dans la série étudiée, plus élevées chez les types de couleur foncée que chez ceux de couleur plus claire.

	n_g	n_p	$n_g - n_p$
Rouge foncé N° 13	1,6448	1,6251	0,0197
Rouge foncé N° 3	1,6425	1,6231	0,0194
Rouge clair N° 4	1,6391	1,6205	0,0186
Rouge plus clair, bordure N° 13	1,6376	1,6199	0,0177

La densité a été déterminée par la méthode du flacon sur 10,02 grammes de pierres taillées admirablement, limpides et d'une superbe couleur rouge foncé absolument uniforme, on a trouvé :

$$D = 3{,}0483.$$

Les chiffres obtenus par la balance hydrostatique sur les petits fragments polis ayant servi à la mesure des indices oscillent entre 3,0053 et 3,0152.

Les analyses de la tourmaline d'Antsongombato, comme celles de toutes les tourmalines décrites plus loin, ont été faites avec beaucoup de soin et en double, sauf pour le fluor. Les méthodes qui ont été employées sont les suivantes.

Le dosage des bases a été fait après désagrégation au carbonate de soude et évaporations réitérées en présence d'acide nitrique pour insolubiliser SiO_2. Après dessiccation à 110° la masse est reprise par l'acide nitrique et la silice filtrée. Une deuxième évaporation à sec a toujours été faite dans le but de récupérer les dernières traces de silice qui restent dans la solution. Dans la solution nitrique filtrée de la silice nous avons précipité le manganèse par ébullition prolongée avec un excès de chlorate de potasse; le précipité obtenu a été dosé par titration par le permanganate et l'acide oxalique; on a toujours vérifié s'il contenait du fer. Dans la solution filtrée du manganèse, le fer et l'alumine ont été précipités par l'ammoniaque et dosés ensemble; la séparation de ces deux corps a été faite par désagrégation réitérée deux fois au carbonate de soude, l'oxyde de fer restant en a été dissous et reprécipité par l'ammoniaque. La chaux a été enlevée du liquide privé de l'alumine par l'oxalate d'ammoniaque et dosée comme CaO., la magnésie enfin a été séparée par le phosphate de soude et dosée comme phosphate ammoniaco-magnésien.

Les alcalis ont été déterminés par la méthode de Smith, au carbonate de chaux et au chlorure d'ammonium, modifiée par Godchaux [1]. La séparation du lithium a été faite par la méthode américaine à l'alcool amylique, celle du potassium et du sodium par le chloroplatinate.

Le dosage du fluor a été exécuté sur une désagrégation spéciale au carbonate de soude effectuée sur 2 grammes de matière finement pulvérisée. Le produit de la désagrégation est repris par l'eau, et les bases et la silice précipités ensemble par un excès de carbonate d'ammonium. On neutralise ensuite par l'acide nitrique en présence de phénolphtaléine, puis précipite les dernières traces de silice et d'alumine par une solution ammoniacale d'hydrate de zinc. Après élimination complète de l'ammoniaque et filtration, on neutralise par le nitrate d'argent; l'excès d'argent

[1] M. Godchaux. *Etude critique des procédés du dosage des alcalis (méthode de Smith) et du fer ferreux dans les silicates.* Thèse présentée à la faculté des sciences de l'Université de Genève, 1896. Imprimerie Taponnier.

est éliminé par le chlorure de sodium, et le fluor précipité en compagnie de carbonate de calcium au moyen de chlorure de calcium en présence d'une petite quantité de carbonate de soude. Le précipité filtré est traité ensuite par un faible excès d'acide acétique, le liquide évaporé à sec, puis le résidu repris par l'eau aiguisée d'une goutte d'acide acétique, est filtré, puis lavé et calciné. On pèse comme $CaFl_2$. Comme contrôle, on répète le traitement à l'acide acétique, et comme second contrôle, on transforme dans le creuset en sulfate.

Le dosage de l'acide borique a été exécuté sur le produit d'une nouvelle désagrégation au carbonate de soude. La masse est reprise directement par l'acide sulfurique concentré, puis, après élimination de CO_2, on distille l'acide borique comme éther méthyl-borique avec les précautions nécessaires[1]. Le distillat repris par l'eau est titré en présence d'un fort excès de glycérine dont on a préalablement déterminé l'acidité.

Pour les analyses de la tourmaline d'Antsongombato, nous avons fait deux lots en réunissant des fragments absolument limpides et de couleur aussi uniforme que possible; le premier était constitué par des pierres de couleur rouge foncé de la teinte la plus belle, le second par des pierres rouges de teinte plus pâle. Chaque lot comportait 20 grammes de matière environ. Tous les résultats, sauf le fluor, ont été obtenus en double et d'une concordance satisfaisante.

Analyse de la tourmaline d'Antsongombato.

Variété rouge foncé N° 3.		Variété rouge plus clair N° 4.	
SiO_2	= 37,72	SiO_2	= 37,78
Al_2O_3	= 41,14	Al_2O_3	= 41,25
Fe_2O_3	= 0,65	Fe_2O_3	= 0,42
MnO	= 1,72	MnO	= 1,83
CaO	= 0,90	CaO	= 1,03
MgO	= 0,24	MgO	= 0,20
Fl	= 0,78	Fl	= 0,81
Li_2O	= 1,13	Li_2O	= 1,01
Na_2O	= 2,12	Na_2O	= 2,39
K_2O	= 0,09	K_2O	= 0,08
B_2O_3	= 9,58	B_2O_3	= 9,46
H_2O	= 4,16	H_2O	= 4,08
Total	= 100,23	Total	= 100,34

[1] Voir, pour cette distillation : L. Duparc et M. Bassadonna, *Manuel théorique et pratique d'analyse volumétrique*, page 54. Paris, Alcan, éditeur; Genève, Kündig, éditeur, 1910.

§ 2. *La tourmaline de Maroando.*

Nous n'avons pas vu des cristaux terminés provenant de ce gisement. Ceux que nous possédons sont ou bien de petites rubellites en prismes d'une couleur rose pâle uniforme, qui présentent le type hexagonal, mais sont brisés aux deux extrémités, ou bien des cristaux plus volumineux et zonés du même type.

Dans la disposition relative des différentes zones, on observe les mêmes variations qu'à Antsongombato. Le centre est fréquemment rose violacé plus ou moins foncé, avec bordure formée par des zones d'un rose plus clair. D'autres fois, le centre rose est entouré d'une zone tout à fait incolore et limpide, suivie elle-même par une ou plusieurs enveloppes jaune ou jaune verdâtre plus ou moins pâle. Chez les spécimens examinés, la rubellite rose domine quantitativement.

Les propriétés optiques de la rubellite ont été déterminées sur des variétés rose violacé foncé et sur d'autres rose pâle. Toutes sont négatives et légèrement biaxes. Les indices sont les suivants :

N° 6. Cristal zoné. Noyau rouge interne.

	n_g	n_p	$n_g - n_p$	2E
Pour Li =	1,6358	1,6199	—	—
» Na =	1,6394	1,6237	0,0157	8° 18′
» Tl =	1,6424	1,6260	—	—

N° 6. Bordure rose un peu plus pâle que le noyau.

	n_g	n_p	$n_g - n_p$	2E
Pour Li =	1,6360	1,6206	—	—
» Na =	1,6394	1,6234	0,0160	7° 5′
» Tl =	1,6424	1,6261	—	—

N° 5. Cristal rose.

	n_g	n_p	$n_g - n_p$	2E
Pour Li =	1,6374	1,6200	—	—
» Na =	1,6408	1,6246	0,0162	14° 5′
» Tl =	1,6441	1,6276	—	—

Polychroïsme appréciable :

	n_g	n_p
N° 6	Rose rouge	Incolore
N° 5	Rose pâle	id.

La densité de la tourmaline de Maroando mesurée par la balance hydrostatique sur le fragment ayant servi aux déterminations des indices, du poids total de 0,2433, est de

$$D = 2{,}9782$$

Analyse de la tourmaline de Maroando (variété rose pâle) :

Moyenne de deux déterminations.

SiO_2	=	37,06
Al_2O_3	=	40,53
Fe_2O_3	=	0,40
MnO	=	1,23
CaO	=	2,58
MgO	=	0,43
Fl	=	1,23
Li_2O	=	0,11
Na_2O	=	0,80
K_2O	=	0,13
B_2O_3	=	11,03
H_2O	=	4,02
Total	=	99,55

§ 3. *Les tourmalines polychromes de Tsilaisina.*

Le gisement de Tsilaisina fournit des tourmalines de teintes excessivement variées. La majorité des spécimens que nous avons vus sont de couleur jaune ou brun verdâtre plus ou moins foncé; il en est d'autres qui sont rose de différentes nuances, d'autres encore qui sont d'un vert asperge très clair ou même presque incolores. Les variétés jaune verdâtre clair ne sont pas rares; celles brun foncé paraissant opaques sous une certaine épaisseur sont très communes; elles renferment souvent à l'intérieur des parties beaucoup plus pigmentées qui forment comme des taches irrégulières dues sans doute à une concentration locale des éléments chromogènes. La grande majorité des cristaux sont zonés; nous étudierons plus loin la disposition et les variations de ces zones.

Les cristaux terminés paraissent être assez rares, la plupart de ceux qu'on extrait de la pegmatite kaolinisée sont brisés et presque toujours en fort mauvais état. Le type hexagonal paraît être la règle, nous n'avons en effet pas rencontré celui triangulaire parmi les cristaux extraits pendant notre séjour, ce qui ne prouve nullement d'ailleurs qu'il n'existe pas dans ce gisement.

Le seul cristal terminé à une extrémité que nous possédons mesure 1,5 centi-

mètres environ; il est limpide et présente le rhomboèdre $(07\bar{7}2) = r$ qui ne se trouve pas à Antsongombato. Le type est évidemment hexagonal mais la zone prismatique est si fortement striée que les mesures précises dans cette zone sont impossibles, la fig. n° 49 représente le cristal en question; les angles mesurés sont :

	Mesuré	Calculé
$r:r.\ (07\bar{7}2)\ (7\bar{7}02)$	99°	98° 35′

Fig. n° 49.

Les cristaux zonés sont très fréquents à Tsilaisina et comme ils sont parfois volumineux et que les différentes zones sont assez larges, on peut aisément par un triage convenable se préparer un bon matériel homogène pour l'analyse.

Là encore la succession des différentes zones est des plus variées, il existe des cristaux dont le centre est brun plus ou moins foncé et la bordure externe toujours très mince rose, tandis qu'entre le noyau central et cette bordure on observe une série de teintes qui s'échelonnent du brun au jaune verdâtre. L'inverse a également lieu et ce dans le même filon de pegmatite; le noyau central est alors de couleur rose violacé et la bordure mince de couleur jaune verdâtre ou brun plus ou moins foncé.

Sur quelques cristaux de teinte généralement pâle et de petite taille, on remarque la disposition observée par M. Lacroix sur certains types de Maharitra, à savoir une coloration dyssimétrique aux deux extrémités de l'axe ternaire d'un même cristal. C'est le cas par exemple pour le spécimen que nous avons mesuré, qui est vert au pôle terminé par le rhomboèdre et rose à l'autre extrémité; les deux teintes étant séparées par une zone à peu près incolore.

Nous avons également observé sur certains cristaux transparents de Tsilaisina une disposition toute nouvelle, qui consiste dans le fait que les zones de colorations différentes qui alternent, ne sont pas concentriques; mais disposées sous formes de véritables strates parallèles à (0001) sur toute la hauteur du prisme.

Sur un cristal brisé qui mesurait à peu près 118 millimètres, on observe successivement les strates suivantes :

1° Couche vert pâle de 1,5 millimètres environ.
2° Couche rose pâle de 1 » »
3° Couche vert bleuâtre très pâle de 3,5^{mm}.
4° Couche vert jaunâtre plus foncée de 1,5^{mm}.
5° Couche identique à 3 de 2,5^{mm}.
6° Couche rose très pâle de 2^{mm}.
7° Couche vert pâle givrée de 4^{mm}.

La fig. N° 50 rend compte de cette curieuse disposition (fig. 50).

Fig. n° 50.

Les propriétés optiques des différentes variétés de tourmaline de Tsilaisina ont été étudiées séparément; sur chaque fragment ayant servi à mesurer les indices par la réflexion totale, on a déterminé la densité par la balance hydrostatique; quant aux analyses elles ont été faites sur du matériel absolument assorti comme couleur et parfaitement limpide. Toutes ces tourmalines sont négatives et légèrement biaxes. Nous examinerons séparément chaque variété.

N° 7. Tourmaline rose pâle de Tsilaisina.

	n_g	n_p	$n_g - n_p$	2E
Pour Li	1,6344	1,6185	—	—
» Na	1,6374	1,6214	0,0160	7° 33′
» Tl	1,6410	1,6247	—	—

Polychroïsme : n_g = rose pâle n_p = jaunâtre très pâle.

D = 3,061.

Analyse de la tourmaline rose de Tsilaisina (N° 7).

Moyenne de 2 déterminations.

SiO_2	=	37,52
Al_2O_3	=	40,08
Fe_2O_3	=	0,40
MnO	=	0,63
CaO	=	2,44
MgO	=	0,39
Fl	=	1,05
Li_2O	=	0,66
Na_2O	=	1,58
K_2O	=	0,09
B_2O_3	=	10,70
H_2O	=	4,14
Total	=	99,68

N° 8. Tourmaline jaune paille de Tsilaisina.

	n_g	n_p	n_g-n_p	2E
Pour Li	1,6388	1,6190	—	—
» Na	1,6430	1,6224	0,0206	8° 5′
» Tl	1,6464	1,6254	—	—

Polychroïsme : n_g = jaune verdâtre clair n_p = incolore.

D = 3,102.

Analyse de la tourmaline jaune paille N° 8.

Moyenne de 2 déterminations.

SiO_2	=	36,77
Al_2O_3	=	39,12
Fe_2O_3	=	0,58
MnO	=	5,14
CaO	=	0,77
MgO	=	0,21
Fl	=	1,24
Li_2O	=	0,59
Na_2O	=	1,47
K_2O	=	0,10
B_2O_3	=	9,90
H_2O	=	3,88
Total	=	99,77

N° 9. Tourmaline jaune de Tsilaisina (plus foncé que le N° 8).

	n_g	n_p	n_g-n_p	2E
Pour Li	1,6435	1,6209	—	—
» Na	1,6464	1,6243	0,0221	6° 29′
» Tl	1,6500	1,6275	—	—

Polychroïsme : n_g = jaune vert foncé n_p = incolore.

D = 3,111.

N° 10. Tourmaline jaune brun de Tsilaisina.

	n_g	n_p	n_g-n_p	2E
Pour Li	1,6432	1,6213	—	—
» Na	1,6460	1,6239	0,0221	10° 6′
» Tl	1,6496	1,6273	—	—

Polychroïsme : n_g = verdâtre n_p = verdâtre très pâle.

D = 2,978.

N° 11. Tourmaline brun verdâtre de Tsilaisina.

	n_g	n_p	n_g-n_p	2E
Pour Li	1,6426	1,6213	—	—
» Na	1,6470	1,6244	0,0226	8° 54′
» Tl	1,6507	1,6278	—	—

Polychroïsme : n_g = vert brunâtre n_p = verdâtre très pâle.

D = 3,072.

N° 12. Tourmaline brun foncé de Tsilaisina.

	n_g	n_p	n_g-n_p	2E
Pour Li	1,6446	1,6220	—	—
» Na	1,6481	1,6250	0,0231	7° 34′
» Tl	1,6519	1,6282	—	—

Polychroïsme : n_g = vert brunâtre foncé n_p = jaunâtre pâle.

D = 3,106.

Pour l'analyse on a mélangé en parties égales les numéros 10, 11 et 12, de façon à obtenir une moyenne, ces variétés étant très voisines, les résultats obtenus sont les suivants :

Analyse de la tourmaline brune de Tsilaisina.

Moyenne de 2 déterminations.

SiO_2	=	35,79
Al_2O_3	=	40,06
Fe_2O_3	=	0,61
MnO	=	5,85
CaO	=	0,90
MgO	=	0,19
Fl	=	0,90
Li_2O	=	0,18
Na_2O	=	1,22
K_2O	=	0,10
B_2O_3	=	10,22
H_2O	=	3,81
Total	=	99,83

N° 14. Tourmaline noire de Tsilaisina.

Cette variété forme des taches tout à fait foncées et opaques au milieu de la tourmaline brune; tout autour de ces taches la couleur de celle-ci est plus foncée.

	n_g	n_p	n_g-n_p	2E
Pour Li	1,6491	1,6249	—	—
» Na	1,6525	1,6279	0,0246	presque 0
» Tl	1,6565	1,6313	—	—

Polychroïsme : n_g = brun jaunâtre foncé presque noir n_p = jaune citron.

D = 3,1269

L'analyse de cette tourmaline a été faite sur du matériel trié et homogène.

Analyse de la tourmaline noire de Tsilaisina N° 14.

Moyenne de 2 déterminations.

SiO_2	=	35,54
Al_2O_3	=	37,43
Fe_2O_3	=	4,07
MnO	=	5,69
CaO	=	0,58
MgO	=	0,13
Fl	=	0,73
Li_2O	=	0,11
Na_2O	=	1,43
K_2O	=	0,10
B_2O_3	=	10,97
H_2O	=	3,44
Total	=	100,22

Il est intéressant de comparer entre eux les résultats des analyses ainsi que les propriétés optiques de ces différentes tourmalines, d'autant plus que nous avons vu que les variétés colorées alternent sur les cristaux zonés. En ce qui concerne les indices, le tableau suivant donne les valeurs de n_g et de n_p pour la raie D ainsi que la biréfringence n_g-n_p et les anomalies optiques jaugées, en quelque sorte par la valeur observée de 2E.

Couleur des tourmalines.	n_g	n_p	n_g-n_p	2E
Rose pâle	1,6374	1,6214	0,0160	7° 33′
Jaune paille	1,6430	1,6224	0,0206	8° 5′
Jaune plus foncé	1,6464	1,6243	0,0221	6° 29′
Jaune brun	1,6460	1,6239	0,0221	10° 6′
Brun verdâtre	1,6470	1,6244	0,0226	8° 54′
Brun foncé	1,6481	1,6250	0,0231	7° 34′
Noire	1,6525	1,6279	0,0246	nul.

La tourmaline rose pâle se distingue de toutes les autres par la valeur plus petite de ses indices et de sa biréfringence. Il en est de même de la tourmaline noire qui au contraire a les indices et la biréfringence les plus élevées de la série. Quant aux variétés jaunes et brunes leurs constantes optiques sont excessivement voisines et c'est à peine si l'on ose dire que l'indice et la biréfringence semblent croître très faiblement avec l'intensité de la coloration.

Enfin les anomalies optiques ne paraissent pas en relation avec la valeur des indices ou des biréfringences, elles varient d'une façon tout à fait irrégulière.

Le tableau suivant groupe la composition chimique des différentes tourmalines.

	Variété rose.	Variété jaune paille.	Variété brune.	Variété noire.
SiO_2 =	37,52	36,77	35,79	35,54
Al_2O_3 =	40,08	39,12	40,06	37,43
Fe_2O_3 =	0,40	0,58	0,61	4,07
MnO =	0,63	5,14	5,85	5,69
CaO =	2,44	0,77	0,90	0,58
MgO =	0,39	0,21	0,19	0,13
Fl =	1,05	1,24	0,90	0,73
Li_2O =	0,66	0,59	0,18	0,11
Na_2O =	1,58	1,47	1,22	1,43
K_2O =	0,09	0,10	0,10	0,10
B_2O_3 =	10,70	9,90	10,22	10,97
H_2O =	4,14	3,88	3,81	3,44
Total =	99,68	99,77	99,83	100,22

On voit que les tourmalines de Tsilaisina sont, à l'exception de la variété rose, caractérisées par une teneur en manganèse vraiment exceptionnelle, tandis que la magnésie ne s'y rencontre qu'en proportion quasi-insignifiante; cette richesse en manganèse leur crée une place toute spéciale dans cette grande famille.

La composition chimique des variétés jaune, brune et noire est en somme très analogue, et le faible accroissement de la valeur des indices que l'on constate dans cette série, paraît provenir de l'augmentation correspondante des sesquioxydes (notamment du Fe_2O_3), des oxydes RO, et de la diminution des alcalis.

Nous avons en effet :

	Somme totale des oxydes R_2O_3	Fe_2O_3 dans le total
Variété jaune	39,70	0,58
» brune	40,67	0,61
» noire	41,50	4,07

	Somme totale des oxydes RO	MnO dans le total
Variété jaune	6,12	5,14
» brune	6,75	5,85
» noire	6,17	5,65
	Somme des alcalis R_2O	Li_2O dans le total
Variété jaune	2,16	0,59
» brune	1,50	0,18
» noire	1,64	0,11

La tourmaline rose forme un terme à part, qui se distingue des autres par sa très faible teneur en manganèse et surtout par sa proportion élevée de chaux. Chez elle la totalité des sesquioxydes $R_2O_3 = 40,48$, celle des oxydes RO $= 3,46$ et celle des alcalis $= 2,33$; comme on pouvait s'y attendre c'est de toutes, celle qui a les indices les plus bas.

§ 4. *La rubellite d'Antandrokomby.*

Ces cristaux qui présentent le type hexagonal, ont été décrits par M. Lacroix. Il a trouvé au pôle analogue les faces des rhomboèdres $(10\bar{1}1) = p$ et $(0\bar{2}2\bar{1}) = R$ avec des irrégularités fréquentes dans le développement, notamment avec un aplatissement suivant $(12\bar{3}2)$.

Les cristaux que nous possédons sont de petite taille; $1^{cm},8$ au plus et terminés à une extrémité seulement, ils présentent les faces $(02\bar{2}1) = R$ $(11\bar{2}0) = S_1$ et $(10\bar{1}0) = l$.

Tous sont zonés et formés par une enveloppe rouge tandis que l'intérieur est généralement verdâtre avec la disposition qui a été décrite précédemment (fig. 47 et 48).

Nous avons, à titre de comparaison, mesuré les indices de cette tourmaline, et obtenu les résultats suivants :

		n_g	n_p	$n_g - n_p$	2E
Enveloppe extérieure rouge N° 16.	Pour Li =	1,6379	1,6200	—	—
	» Na =	1,6426	1,6228	0,0198	9° 4′
	» Tl =	1,6459	1,6270	—	—
Zone médiane [1] d'un rose jaunâtre.	id. =	—	—	—	—
	id. =	1,6438	1,6254	0,0184	8° 6′
	id. =	—	—	—	—
Centre vert taché de rose.	id. =	1,6412	1,6226	—	—
	id. =	1,6443	1,6256	0,0187	6° 11′
	id. =	1,6482	1,6294	—	—

[1] Mesurée avec le dispositif moins précis pour les petits fragments.

Ces chiffres rappellent beaucoup ceux obtenus pour la tourmaline d'Antsongombato.

Le polychroïsme est comme suit :

Variété rose n_g = rose assez foncé n_p = rose pâle.
Variété verte n_g = vert jaunâtre foncé n_p = jaune presque incolore.

La densité, déterminée par la balance hydrostatique, sur les plaques ayant servi à la mesure des indices, du poids total de 0,6251 gr., est :

D = 3,0201

§ 5. *La tourmaline d'Antaboko.*

Nous n'avons eu de cette localité que quelques gros cristaux très altérés et en très mauvais état. Ils sont d'assez grande dimension et mesurent jusqu'à 10 centimètres de longueur sur 3 de diamètre; le type est hexagonal avec les faces $(02\bar{2}1)$ = R $(11\bar{2}0)$ = S_1 et $(10\bar{1}0)$ = l dans la zone du prisme, ils ne sont terminés qu'à une extrémité par les faces du rhomboèdre.

Extérieurement ils paraissent de couleur vert asperge et sont recouverts d'un enduit kaolinique; lorsqu'on les brise on voit que l'intérieur est formé par un noyau très développé de couleur rouge violacé, qui est enveloppé par une zone externe assez mince de teinte verdâtre. Ces cristaux qu'on tire de la pegmatite kaolinisée, sont friables par suite de leur altération et se trouvent généralement dans le tout-venant en débris plus ou moins volumineux.

Les propriétés optiques de cette tourmaline sont les suivantes (n° 15) :

	n_g	n_p	n_g-n_p	2E
Pour Li	1,6373	1,6229	—	—
» Na	1,6411	1,6256	0,0155	6° 20′
» Tl	1,6446	1,6287	—	—

Polychroïsme : n_g = rouge lilas foncé n_p = rose très pâle.

Cette variété est de toutes celles examinées la moins biréfringente.

La densité a été déterminée sur 0,2128 gr. de fragments bruts limpides et trouvée :

D = 3,0474

La composition chimique est donnée dans l'analyse suivante :

N° 15. Analyse de la tourmaline d'Antaboko.

Moyenne de 2 déterminations.

SiO_2	=	37,29
Al_2O_3	=	38,91
Fe_2O_3	=	0,78
MnO	=	0,52
CaO	=	4,10
MgO	=	0,30
Fl	=	1,40
Li_2O	=	1,03
Na_2O	=	0,76
K_2O	=	0,10
B_2O_3	=	10,05
H_2O	=	4,39
Total	=	99,63

La totalité des oxydes R_2O_3 = 39,69, celle des oxydes RO = 4,92, celle des alcalis = 1,89. C'est la plus riche en chaux et en fluor de toutes les variétés examinées.

§ 6. *Tourmaline de gisement inconnu.*

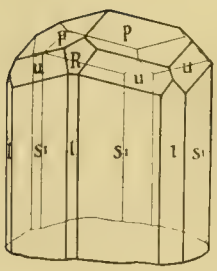


Fig. n° 51.

Le cristal que nous possédons nous a été donné à Ambositra. On nous a affirmé qu'il provenait d'un filon de pegmatite qui se trouve dans le voisinage, mais nous n'avons pas pu obtenir de renseignements plus détaillés. Il mesure environ deux centimètres, et sa couleur est noire. Il est terminé à une extrémité seulement par les faces suivantes :

Le rhomboèdre P = $(01\bar{1}1)$ bien développé, celui R = $(20\bar{2}1)$ plus petit et le scalénoèdre u = $(32\bar{5}1)$. Dans la zone du prisme on a les faces $S_1 = (11\bar{2}0)$ assez larges, et celles l = $(10\bar{1}0)$ beaucoup plus étroites (fig. n° 51).

Les angles mesurés au goniomètre d'application sont les suivants :

		Observé	Calculé
$p : p = (01\bar{1}1)\ (1\bar{1}01)$	=	47°	46° 50′
$R : R = (20\bar{2}1)\ (\bar{2}201)$	=	75° environ	77° 20′
$p : R = (01\bar{1}1)\ (20\bar{2}1)$	=	38°	38° 31′
$u : p = (32\bar{5}1)\ (01\bar{1}1)$	=	33°	32° 58′
$u : S_1 = (32\bar{5}1)\ (11\bar{2}0)$	=	24° 30′	24° 45′
$u : u = (32\bar{5}1)\ (23\bar{5}1)$	=	42° 30′	42° 36′
$u : u = (32\bar{5}1)\ (5\bar{3}\bar{2}1)$	=	64° environ	66° 2′

Les indices de cette tourmaline n'ont pas été déterminés.

§ 7. *Considérations générales relatives aux tourmalines.*

Le principal fait qui se dégage de l'examen des paragraphes qui précèdent, est la parenté incontestable qui existe entre les tourmalines des divers gisements indiqués. Toutes renferment du manganèse en proportion variable il est vrai, mais parfois relativement considérable, toutes sont d'une pauvreté remarquable en magnésie et en oxyde de fer (à l'exception de la tourmaline noire pour Fe_2O_3). Les teneurs en silice et en alumine y subissent des variations qui atteignent 2 % à peine, et la somme totale des alcalis est comprise entre 1,04 et 3,48 %. Le fluor toujours constant oscille entre 1,40 et 0,73 % et l'acide borique entre 9,46 et 11,03 %.

Toutes ces tourmalines sont lithinifères, mais dans la règle la lithine est toujours en quantité inférieure à la soude; seule la variété violette d'Antaboko fait exception. La tourmaline la plus alcalifère est celle rouge d'Antsongombato (3,48 %), la plus pauvre en alcalis celle rose de Maroando (1,04); ce ne sont donc pas les alcalis qui paraissent avoir une influence directe sur la coloration. Par contre on remarquera que chez toutes les tourmalines roses ou rouges la proportion de manganèse est plus faible et celle de chaux plus élevée que chez les tourmalines jaunes ou brunes. Ainsi le N° 8 de Tsilaisina qui est jaune pâle contient 5,14 de MnO pour 0,76 de CaO, tandis que les variétés roses de Tsilaisina et de Maroando renferment respectivement 0,63 et 1,23 de MnO pour 2,44 et 2,58 de CaO. La même remarque peut être faite pour la tourmaline rouge d'Antsongombato et surtout pour celle violette d'Antaboko, où l'on a 0,52 de MnO pour 4,10 de CaO.

C'est certainement le manganèse qui, partout, est le principal élément chromogène, mais la couleur qu'il développe dépend de sa proportion et aussi de celle des corps qui l'accompagnent. La présence combinée de la chaux en quantité appréciable avec une diminution de la teneur en MnO paraît être en effet, la cause

efficiente de la couleur rose ou rouge plus ou moins foncée qu'on observe chez certaines variétés.

Malgré la parenté signalée, il existe donc des différences appréciables dans les propriétés chimiques et dans les indices des tourmalines provenant non seulement des divers gisements étudiés, mais encore d'un seul et même gisement.

Les variétés colorées en jaune, rose ou brun, qui alternent dans les différentes enveloppes concentriques des cristaux zonés de Tsilaisina par exemple, ne sont point identiques, et les différences observées sont de l'ordre de celles que l'on trouve par exemple sur les cristaux des feldspaths zonés. Il y a entre ces deux catégories de minéraux une analogie frappante; chez les tourmalines comme chez les feldspaths[1] en effet la variation des propriétés chimiques et optiques des différentes enveloppes concentriques n'est point toujours continue de la périphérie vers le centre, très souvent au contraire on observe des alternances plusieurs fois répétées entre des types voisins ou encore assez différents. Pour les tourmalines comme pour les plagioclases, on trouve des cristaux du même gisement chez lesquels les variétés qui forment le noyau central et la bordure sont inversées; des individus très riches en zones concentriques et d'autres qui n'en présentent que deux et trois, etc., etc.

L'explication de ce phénomène curieux n'est à notre avis possible qu'en admettant l'existence d'une série de modifications chimiques survenues au cours de la cristallisation, dans le milieu générateur, ou peut-être encore, des variations plus ou moins sensibles dans les conditions physiques de celui-ci. Ces modifications chimiques ne sont point une fiction, elles sont évidentes dans certains cas et peuvent avoir des origines différentes. Il est incontestable que par exemple lorsqu'un magma alcalin résorbe et assimile du calcaire sa composition chimique change, et que les minéraux qui prennent naissance postérieurement à ce phénomène sont différents comme composition de ceux qui l'ont précédé; il en sera de même s'il y a apport nouveau de minéralisateurs. Les minéraux qui appartiennent à une série isomorphe à termes nombreux, doivent être particulièrement sensibles à ces changements momentanés, et si l'élément introduit dans le milieu générateur appartient au groupe de ceux qui peuvent se substituer isomorphiquement, il en résultera une modification appréciable dans ce milieu. Ainsi supposons qu'un cristal de tourmaline brune ait pris naissance, il continuera à croître tant que la composition du milieu restera la même (nous entendons par cela seulement que les rapports entre les divers éléments chimiques ne sont pas changés). Survient par exemple un enrichissement en chaux, la composition du milieu se trouvera modifiée de même que les rapports des éléments

[1] L. Duparc et F. Pearce, *Note sur la composition des zones d'accroissement concentriques de certains plagioclases*. Genève. Arch. des sciences phys. et nat. 1899 et *Les roches éruptives des environs de Ménerville*, Mém. Soc. phys. de Genève, t. 33, 1900.

et il se formera en ce moment une tourmaline plus ou moins différente (rose par exemple), au détriment de laquelle le premier cristal va s'accroître. En même temps de nouveaux cristaux vont s'élaborer dans cette phase et continueront à grandir jusqu'au moment où par épuisement graduel le milieu sera revenu à l'état initial, il se reformera alors un produit identique à celui qui s'était élaboré au début.

CHAPITRE XII

DES MINÉRAUX DES PEGMATITES.

§ 1. Le triphane de Maharitra. — § 2. La Spessartine de Tsilaisina. — § 3. Autres minéraux des pegmatites. — § 4. La cordiérite de l'Ibity.

§ 1. *Le triphane de Maharitra.*

Le triphane de Madagascar a déjà été mentionné par M. Damour; c'est M. Lacroix qui en a donné la première description[1].

Dans sa note, l'auteur en question mentionne deux échantillons distincts; le premier de couleur jaune verdâtre et translucide était dans une pegmatite, associé à du microcline, du quartz et de la tourmaline brun verdâtre; le second se présentait en fragments détachés de la gangue, les uns incolores ou jaunâtres, les autres lilas et semblables à la kunzite de Californie. Dans une note plus récente M. Lacroix indique que le premier échantillon provient d'Antandrokomby et le second de Maharitra. Sur ce dernier M. Lacroix a pu, sur deux fragments de cristaux, constater deux types : le premier est allongé suivant l'axe principal avec les faces $m = (110)$ seules; le second au contraire est raccourci suivant le même axe avec les faces $m = (110)$ $h^1 = (100)$ et $h^x = (hk0)$; il est terminé à une extrémité par des faces courbes, à l'autre par $b^{\frac{1}{2}} = (\bar{1}11)$ et une autre face courbe.

[1] A. LACROIX, *loc. cit.*

Le triphane paraît être assez fréquent dans les filons de pegmatite; il se trouve également à Antsongombato sous une forme qui rappelle celle d'Antandrokomby, mais les meilleures variétés proviennent de Maharitra. Nous avons rapporté plusieurs cristaux de triphane provenant de cette localité, mais moins heureux que M. Lacroix nous n'avons pas trouvé de formes déterminables. Ceux que nous avons sont allongés suivant m = (110), incolores et limpides ou au contraire faiblement colorés en jaune ou en jaune verdâtre; nous possédons également les variétés roses analogues à la kunzite, leur couleur est assez semblable à celle du béryl rose de Tsilaisina mais un peu plus violacée, elles sont généralement translucides. Nous avons mesuré l'angle des faces de clivages m (110) = 93°, il existe également un clivage (010). Le plan des axes est compris dans g_1 avec n_g à 27° du clivage m. Sur la plaque perpendiculaire à n_g les clivages (110) se coupent à 80°.

Nous avons mesuré les indices de réfraction de ce triphane sur plusieurs sections différentes et obtenu les valeurs suivantes :

Variété rose (Kunzite)

	n_g	n_m	n_p	n_g-n_p	n_g-n_m	n_m-n_p
Pour Li =	1,6722	1,6617	1,6567	0,0155	0,0105	0,0050
» Na =	1,6758	1,6653	1,6603	0,0155	0,0105	0,0050
» Tl =	1,6794	1,6681	1,6634	0,0160	0,0113	0,0047

Variété blanche

	n_g	n_m	n_p	n_g-n_p	n_g-n_m	n_m-n_p
Pour Li =	1,6719	1,6617	1,6567	0,0152	0,0102	0,0050
» Na =	1,6755	1,6648	1,6604	0,0151	0,0107	0,0044
» Tl =	1,6791	1,6680	1,6634	0,0157	0,0111	0,0046

Variété verte

	n_g	n_m	n_p	n_g-n_p	n_g-n_m	n_m-n_p
Pour Li =	1,6773	1,6682	1,6652	0,0121	0,0091	0,0030
» Na =	1,6815	1,6712	1,6682	0,0133	0,0103	0,0030
» Tl =	1,6837	1,6742	1,6717	0,0120	0,0095	0,0025

M. Lacroix a obtenu les chiffres suivants pour les indices du triphane pris pour la raie D :

$$n_g = 1{,}6750 \quad n_m = 1{,}6645 \quad n_p = 1{,}6588$$
$$n_g-n_p = 0{,}0162 \quad n_g-n_m = 0{,}0175 \quad n_m-n_p = 0{,}0057.$$

Le signe optique est positif.

L'angle des axes optiques 2V mesuré sur le triphane blanc et calculé pour les trois variétés est :

	2V mesuré	2V calculé par les indices		
	Variété blanche	Variété blanche	Variété verte	Variété rose
Pour Li =	67° 50′	70° 10′	59° 35′	69° 35′
Na =	66° 8′	65° 30′	55° 57′	68° 54′
Tl =	65° 40′	64° 40′	54°	65° 56′

Dispersion inclinée $\rho > V$ vérifiée en lumière convergente. Il y a comme on peut le voir par les chiffres qui précèdent identité presque absolue entre le triphane blanc et la variété rose ; par contre la variété verte a des indices plus élevés et un angle d'axes plus faible.

La densité déterminée par la balance hydrostatique est :

Variété.	Poids de l'échantillon.	D.
Incolore	2,6669	3,1694
Verdâtre	2,8019	3,1868
Rosée	4,4309	3,1766

L'analyse du triphane de Maharitra a donné :

Variété rose.		Variété verte.	
SiO_2 =	63,85	SiO_2 =	62,21
Al_2O_3 =	29,87	Al_2O_3 =	29,79
Fe_2O_3 =	0,15	Fe_2O_3 =	2,48
MnO =	traces	MnO =	traces
CaO =	0,52	CaO =	0,50
MgO =	0,13	MgO =	traces
Li_2O =	3,76	Li_2O =	4,02
Na_2O =	0,98	Na_2O =	1,03
K_2O =	0,13	K_2O =	0,21
(Perte au feu) =	0,37	(Perte au feu) =	0,25
	99,76		100,51

§ 2. *La Spessartine de Tsilaisina.*

Dans plusieurs des filons de Tsilaisina, comme dans ceux de Tsimanaharana plus au Sud, on trouve dans la pegmatite des cristaux d'un grenat de couleur jaune de miel ou brunâtre, que nos analyses ont permis d'identifier avec la spersartine.

Ce grenat est un minéral accessoire très constant non seulement de la pegmatite de Tsilaisina mais de celle des autres gisements. Nous l'avons rencontré en effet à Maharitra dans la carrière du milieu, en cristaux mesurant plus de 4 centimètres de diamètre, il se trouve également dans la pegmatite d'Antsongombato, mais toujours en petits grains.

Les cristaux volumineux sont généralement opaques ou translucides, les petits souvent transparents. A Tsilaisina, sur plusieurs des filons en exploitation, on a sorti du kaolin de nombreux débris assez gros de ce grenat, qui présentaient des plages transparentes (assez petites d'ailleurs) susceptibles d'être taillées, et qui ont fourni de fort jolies pierres pesant jusqu'à 1,5 karats. A Tsimanaharana le même grenat se trouve dans les filons qui ont été découverts mais non exploités.

Les cristaux que nous possédons présentent les faces du trapézoèdre (211), généralement seul ou plus rarement combiné avec celles du dodécaèdre rhomboïdal (110) toujours moins développées et parfois très petites.

Les indices de réfraction de la spessartine de Tsilaisina ont été déterminés par la déviation minima; les valeurs sont :

Pour Li	N = 1,7989
» Na	N = 1,7998
» Tl	N = 1,8046

La densité a été prise par la méthode du flacon sur 4,0586 gr. de pierres taillées parfaitement limpides les unes d'un jaune clair, les autres d'un jaune plus brunâtre; elle est :

$$D = 4{,}0586.$$

La composition chimique de la spessartine est la suivante :

Analyse de la spessartine de Tsilaisina.

Moyenne de 2 déterminations.

SiO_2	=	35,76
TiO_2	=	0,10
Al_2O_3	=	21,06
Fe_2O_3	=	1,78
MnO	=	39,40
CaO	=	1,23
MgO	=	1,46
		99,79

§ 3. *Autres minéraux des pegmatites.*

M. Lacroix a signalé et décrit dans les pegmatites de Maharitra et d'Antandrokomby plusieurs minéraux rares et en partie nouveaux, tels que : la Bityite, la Danburite, la Hambergite, la Rhodizite, etc.

La Bityite [1] qui répond à la formule $21\ SiO_2\ 16\ Al_2O_3\ 14\ RO\ 4\ R_2O\ 14\ H_2O$ avec $R = CaGl.\ Mg$ et $R_2 = Li_2Na_2K_2$, cristallise en apparence dans le système hexagonal, mais est en réalité un groupement polysynthétique d'individus biaxés de signe optique négatif. Elle se rencontre très rarement à Maharitra sous forme de petits cristaux d'un blanc jaunâtre ou verdâtre qui recouvrent à l'état de croûtes des cristaux de quartz ou de tourmaline, et qui tantôt sont très allongés selon l'axe vertical, tantôt au contraire plutôt raccourcis suivant cet axe. *La Hambergite* [2] trouvée d'abord dans le gisement d'Anjanabonoana a été signalée récemment par M. Lacroix à Maharitra. Les cristaux orthorhombiques présentent les faces $h^1 = (100)$ $g^1 = (010)$ $m = (110)$ et $h^3 = (210)$ puis la base $p = (001)$ et une pyramide qui est probablement $x = (362)$.

La Hambergite d'Anjanabonoana est positive, le plan des axes optiques est dans $g^1 = (010)$; les indices pour Na sont, d'après M. Lacroix :

$$n_g = 1{,}6272 \qquad n_m = 1{,}5864 \qquad n_p = 1{,}5330$$
$$n_g - n_p = 0{,}0742 \qquad \text{et } 2V\,Na = 86°\ 22'.$$

La Danburite a été rencontrée également à Maharitra (et très probablement aussi à Tsilaisina) en cristaux jaunes de diverses nuances parfois très transparents et mesurant jusqu'à 3 centimètres. M. Lacroix a observé sur ceux-ci la base $p = (001)$ accompagnée parfois de petites facettes $a^1 = (101)$ puis dans la zone du prisme des faces $h^1 = (100)$ $g^1 = (010)$ et $g^2 = (130)$.

La Rhodizite enfin a été rencontrée dans la pegmatite d'Antandrokomby en cristaux tétraédriques de taille relativement grande, translucides ou opaques, et de couleur blanc jaunâtre ou verdâtre. Les cristaux présentent les faces de tétraèdre avec le dodécaèdre rhomboïdal. D'après les analyses de M. Pisani ce minéral répond à la formule :

$$6B_2O_3\ 3Al_2O_3\ 4GlO\ 4\ (R_2O) \quad \text{avec } R_2 = Li_2\ K_2\ Na_2\ H_4.$$

[1] A. Lacroix. *Sur les minéraux des filons de pegmatite de Madagascar*, *loc. cit.*, p. 241.

[2] A. Lacroix. *Sur la Hambergite de Madagascar*. Bulletin de la Soc. française de minéralogie, t. 32, 1909, p. 320 et t. 33, 1910, p. 49.

§ 4. *La cordiérite de l'Ibity.*

Ce minéral que nous décrivons ici pour ne pas lui réserver un chapitre spécial, n'a rien à faire avec les pegmatites. Son gisement se trouve sur le flanc oriental de l'Ibity, directement à l'Est de Tsilaisina, et dans les micaschistes. Au moment de notre visite ce gisement qui est d'ailleurs une simple petite fouille, était recouvert par des déblais. Nous n'avons pas vu cette cordiérite en cristaux mais seulement en blocs informes, de couleur grise et translucides sur les bords. En cassant ces blocs on trouve à l'intérieur des plages limpides et fortement colorées et d'autres qui sont littéralement criblées d'inclusions.

C'est sur quelques-uns de ces fragments limpides que nous avons pu déterminer les propriétés optiques de ce minéral.

La valeur des indices est assez variable suivant les fragments examinés. Sur deux plaques perpendiculaires aux deux bissectrices nous avons obtenu .

a) Plaque perpendiculaire à la bissectrice aiguë n_p.

	n_g	n_m	n_p	n_g-n_p
Pour Li	1,5439	1,5409	1,5353	0,0086
» Na	1,5469	1,5439	1,5386	0,0083
» Tl	1,5500	1,5467	1,5417	0,0083

b) Plaque perpendiculaire à la bissectrice obtuse.

Pour Li	1,5449	1,5420	1,5366	0,0083
» Na	1,5482	1,5448	1,5399	0,0083
» Tl	1,5513	1,5480	1,5430	0,0083

Valeurs moyennes entre la série *a* et *b*.

Pour Li	1,5444	1,5414	1,5359	0,0085
» Na	1,5475	1,5443	1,5392	0,0083
» Tl	1,5506	1,5473	1,5423	0,0083

Dans une précédente série de mesures nous avions obtenu pour le sodium :

$n_g = 1{,}5485 \quad n_m = 1{,}5451 \quad n_p = 1{,}5396 \quad n_g\text{-}n_p = 0{,}0089 \quad 2V = 75^\circ\ 4'.$

Il convient de remarquer que les diverses plaques taillées proviennent de fragments différents. Il reste en tout cas avéré que les indices de minéral sont assez variables régionalement.

L'angle des axes optiques a été mesuré dans le bromure de naphtaline au goniomètre de Wulfing; pour le calcul de 2V on a pris comme indice moyen ceux fournis par la plaque perpendiculaire à la bissectrice aiguë sur laquelle 2Ha a été mesuré.

Nous avons obtenu les résultats suivants :

	Valeur de 2H.	Valeur de 2V.	Valeur de 2V calculée par les indices
Pour Li	64° 33′	69° 38′	72° 40′
» Na	64° 42′	70° 10′	74°
» Tl	65° 3′	71 12′	78 '

La dispersion vérifiée en lumière convergente est $\rho < V$.

Le polychroïsme est intense en lames épaisses; on a :

n_g = Bleu clair n_m = Bleu violacé foncé n_p = presque incolore.

La densité prise sur quatre fragments relativement purs et limpides, par la balance hydrostatique, est :

$$D = 2{,}5933.$$

La composition chimique de cette cordiérite est la suivante :

SiO_2 =	49,05
Al_2O_3 =	33,08
Fl_2O_3	0,83
FlO =	4,38
MgO =	11,04
(Perte au feu) =	1,64
	100,02

TABLE DES MATIÈRES

Pages.

PRÉFACE 283

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE. 285

PREMIÈRE PARTIE.

Etude des gisements de pegmatite.

CHAPITRE I. — Géologie de la région des pegmatites 287

§ 1. Coup d'œil sur la géologie de l'île de Madagascar 287

§ 2. Disposition des formations dans la région étudiée 290

§ 3. Caractères généraux des filons de pegmatite 293

CHAPITRE II. — Description pétrographique des roches de la région 295

§ 1. Les basaltes, caractères microscopiques et composition chimique 295

§ 2. Les granits et les granulites, caractères microscopiques et composition . . . 298

§ 3. Les diorites quarzifères, caractères microscopiques 304

§ 4. Les pegmatites, caractères microscopiques, minéraux accessoires et principales variétés 305

§ 5. Les cipolins, caractères microscopiques, leurs contacts avec les pegmatites . . 311

§ 6. Les quartzites 314

§ 7. Les micashistes et les phyllades . . . 315

CHAPITRE III. — Description des gisements de pegmatites. Antsongombato et Tétésantsio 317

§ 1. Géologie de la contrée entre Antsirabé et Antsongombato 317

§ 2. Détail de la géologie des environs d'Antsongombato 319

§ 3. Description des veines de pegmatite reconnues à Antsongombato 321

Pages

§ 4. Succession probable des filons de pegmatite à Antsongombato 327

§ 5. La région comprise entre Antsongombato et Tétésantsio 328

§ 6. Description des veines de pegmatite reconnues à Tétésantsio et considérations relatives à ce gisement. . . . 329

CHAPITRE IV. — Description des gisements de pegmatite. — Le centre de Mandrarivo 331

§ 1. Géologie des environs de Mandrarivo . 331

§ 2. Enumération des principaux gisements. 333

§ 3. Le gisement d'Antaboko 333

§ 4. Le gisement de Tétéhina. 335

§ 5. Le gisement d'Ambatolampy 336

§ 6 Les filons de pegmatite voisins de Mandrarivo 337

§ 7. Le gisement de Tsaravovona 338

CHAPITRE V. — Description des gisements de pegmatite. — Les gisements de Tsilaisina et ceux de la Sahatany 339

§ 1. Géologie de la région qui avoisine Tsilaisina et de la vallée de la Sahatany . 339

§ 2. Le gisement de Maroando 343

§ 3. Le gisement de Tsilaisina 344

§ 4. Le gisement de Tsimanaharana . . . 347

§ 5. Le gisement d'Antandrokomby. . . . 348

§ 6. Les gisements des environs de Maharitra, dans la vallée de la Sahatany . . 349

CHAPITRE VI. — Description des gisements de pegmatite. — Les gisements de Sahanivotry, de Sakalina et de Marorano. . 352

§ 1. Géologie de la région qui avoisine Sahanivotry 352

§ 2. Le gisement de Sahanivotry. 353

§ 3. Le gisement de Sakalina. 354

§ 4. Le gisement de Marorano 355

CHAPITRE VII. — Description des gisements de pegmatite. — Les gisements de Tongafena et d'Ambohimarina 356

Pages.

§ 1. Le gisement de Tongafena 356
§ 2. Les gisements des environs d'Ambohimarina et d'Antanibé 358

Chapitre VIII. — Description des gisements de pegmatite. — Les gisements d'Ambondromani 359
§ 1. Géologie de la région voisine d'Ambodromani 359
§ 2. Le gisement de Fiérénana 360
§ 3. Le gisement d'Ambondromani 361

Deuxième partie.

Description des minéraux des pegmatites.

Chapitre IX. — Les minéraux constitutifs des pegmatites. 363
§ 1. Le Microcline d'Antsongombato . . . 363
§ 2. L'Amazonite d'Antaboko 365
§ 3. La Lépidolite d'Antsongombato . . . 367
§ 4. La Lépidolite d'Antaboko 368
§ 5. Le Mica noir (lithionite) d'Antaboko . 369
§ 6. Le Quartz dans les différentes pegmatites 370

Chapitre X. — Les minéraux accessoires des pegmatites. — Le Béryl rose et les Aigue-marines 371

Pages.

§ 1. Le béryl rose de Tsilaisina 371
§ 2. Le béryl rose de Tsaravovona 375
§ 3. Le béryl rose de Maharitra 375
§ 4. L'aigue-marine de Tétéhina 377
§ 5. L'aigue-marine d'Ambatolampy . . . 378
§ 6. L'aigue-marine d'Antaboko 379
§ 7. L'aigue-marine de Tongafeno 379
§ 8. Considérations générales relatives au béryl 380

Chapitre XI. — Les minéraux des pegmatites. — Les Tourmalines 381
§ 1. La rubellite d'Antsongombato 381
§ 2. La tourmaline de Maroando 388
§ 3. Les tourmalines polychromes de Tsilaisina 389
§ 4. La tourmaline d'Antandrokomby . . 396
§ 5. La tourmaline d'Antaboko 397
§ 6. Tourmaline de gisement inconnu . . . 398
§ 7. Considérations générales relatives aux tourmalines 399

Chapitre XII. — Les minéraux des pegmatites 401
§ 1. Le triphane de Maharitra 401
§ 2. La spessartine de Tsilaisina. 403
§ 3. Autres minéraux des pegmatites . . . 405
§ 4. La cordiérite de l'Ibity 406

PUBLICATIONS

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

La Société peut disposer de deux collections complètes de ses *Mémoires.* (Tomes 1-35 et volume du centenaire.) Pour traiter, s'adresser au secrétaire des publications. (Adresse de la Société : M. le secrétaire des publications de la Soc. de physique, P. A.: au Museum d'hist. naturelle, Genève, Suisse.)

Comptes rendus des séances de la Société (in-8°). Tomes I-XXVI (1884-1909). Prix Fr. 25

Liste des publications des membres de la Société (1883) in-8° avec supplément (1896) Prix . . . . . Fr. 4

Imprimerie Albert Kundig, Genève.

MÉMOIRES

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE

ET

D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

Volume 36

Fascicule 4. — (Décembre 1910)

LES HAUTES ALPES CALCAIRES ENTRE ARVE ET RHONE

PAR

L.-W. COLLET.

GENÈVE
GEORG & Cie
BALE et LYON même maison.

PARIS
G. FISCHBACHER
33, rue de Seine.

Prix : 15 Fr.

TABLE DES MATIÈRES

DU

FASCICULE 4, VOLUME 36

Les hautes alpes calcaires entre Arve et Rhône, par L.-W. Collet, privat-docent à l'Université.

Avec 33 figures, 10 planches dont 1 panorama et 1 carte géologique en couleurs.

MÉMOIRES
DE LA
SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE DE GENÈVE
VOLUME 36, FASCICULE 4

LES
HAUTES ALPES CALCAIRES
ENTRE ARVE ET RHONE

PAR

LÉON W. COLLET

Docteur ès Sciences.
Privat-Docent à la Faculté des Sciences de l'Université de Genève
Assistant au Laboratoire de Géologie et de Paléontologie

Avec 33 figures dans le texte, 10 planches dont 1 panorama, et 1 carte géologique en couleurs.

PRÉFACE

En 1904, je publiais dans les *Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse,* le résultat de mes recherches dans la chaîne Tour Salière-Pic de Tanneverge. Dès lors, j'ai continué chaque été à faire des levers dans les chaînes voisines aux fins d'arriver un jour à raccorder les plis des Dents du Midi et de la Tour Salière avec ceux du Mont Joly, découverts par M. Ritter. Livré à mes faibles ressources mon travail n'avançait pas comme je l'aurais désiré. Mais grâce à la bonne recommandation de M. Haug, M. Michel-Levy voulut bien me charger, à titre officieux en 1908, de reviser pour la Carte géologique de la France le secteur compris entre le Torrent des Fonds, le Haut Giffre, le vallon de Vogealle et la frontière suisse. Avec cet appui matériel je pus consacrer plus de temps à mes levers sur le terrain et je n'eus plus qu'à reviser, à mes frais, le massif crétacé au Nord du Giffre et certaines parties du massif des Fiz.

Le mémoire que je publie aujourd'hui est un travail d'ensemble. C'est une mise au point de la stratigraphie et de la tectonique des Hautes Alpes calcaires entre l'Arve et le Rhône, basée sur les travaux de mes prédécesseurs (A. Favre, Maillard, Haug, Favre et Schardt, Ritter, Douxami, Jacob) et sur mes observations personnelles, effectuées de 1902 à 1910.

Je n'ai pas la prétention, je m'empresse de le dire, de présenter au lecteur quelque chose d'absolument définitif. Qui de nous oserait prétendre à la perfection !

C'est dans les Hautes Alpes calcaires, entre l'Arve et le Rhône, que j'ai débuté comme alpiniste, il y a 15 ans. C'est là que j'ai appris à aimer la montagne et à sentir la force qui en émane. C'est là que ces dernières années j'ai essayé de la *comprendre*.

J'ai, durant mon travail, contracté de nombreuses dettes de reconnaissance que je me plais à rappeler ici :

Qu'il me soit permis tout d'abord de remercier mon cher maître M. Charles Sarasin, qui est l'instigateur de ce travail. C'est lui, en effet, qui me proposa, comme sujet de thèse de Doctorat, la chaîne Tour Salière-Pic de Tanneverge. Il savait que dans cette région le géologue doit avant tout être alpiniste. Je suis heureux d'autre part de lui dire combien j'ai apprécié l'honneur qu'il m'a fait en me désignant comme son assistant et son collaborateur dans la zone des Cols des Préalpes. L'intérêt qu'il n'a cessé de porter à mes travaux et les conseils qu'il a bien voulu me donner sont autant d'autres titres à ma reconnaissance.

Je veux aussi ici assurer de ma reconnaissance mon ancien maître, M. Louis Duparc, professeur de minéralogie et de chimie minérale. Le séjour de 3 ans que j'ai fait dans ses laboratoires m'a été, dans la suite, d'une grande utilité en me permettant d'aborder les questions de la sédimentation actuelle. Je n'oublierai jamais que ce fut lui qui m'empêcha de me spécialiser complètement en chimie minérale en m'envoyant au laboratoire de géologie d'où je ne suis plus sorti.

En présence de roches sédimentaires, me serait-il possible d'oublier mon maître en océanographie, Sir John Murray ! Ce célèbre géographe ne m'a-t-il pas enseigné que la géologie est l'océanographie du passé et tout ce que l'océanographie du présent donne à la géologie. Il m'est agréable de le remercier ici dans un mémoire de géologie alpine où j'ai eu souvent l'occasion d'appliquer ses enseignements.

A côté de ces noms, j'inscris ceux de MM. Haug et Cayeux.

M. E. Haug, professeur de géologie à la Sorbonne, a bien voulu me recommander au Directeur de la Carte géologique de la France. Il m'a, de cette façon, procuré l'appui matériel qui m'a permis de mener à chef l'étude que j'avais entreprise.

M. Lucien Cayeux, professeur de géologie à l'Ecole des Mines de Paris, a bien voulu examiner avec moi quelques coupes de roches sédimentaires et même les décrire. Je ne puis oublier l'intérêt qu'il a porté à mes travaux sur les dépôts marins. Que ces Messieurs reçoivent ici l'expression de mes sincères remerciements.

Ma reconnaissance va aussi à mon vieil ami et confrère, le Dr G.-W. Lee. Bien que paléontologiste au Service géologique d'Ecosse, cet ami a tenu, pendant ses vacances, à m'accompagner comme autrefois dans cette région où j'ai guidé ses pas comme alpiniste et où tous deux avons de si beaux souvenirs.

Plusieurs de mes collègues du Club Alpin et de la Société Allobrogia m'ont accompagné dans mes tournées. M. Charles Wissmer a bien voulu ascensionner avec moi et mettre à ma disposition ses talents de photographe. MM. Duperrex et R. Perret m'ont gracieusement offert de leurs clichés. Que tous ici reçoivent l'expression de ma profonde gratitude.

Genève, Laboratoire de Géologie et de Paléontologie
de l'Université, Octobre 1910.

Léon W. Collet.

INTRODUCTION GÉOGRAPHIQUE

1. Généralités. — 2. Région entre le Rhône et le Giffre. — 3. Région entre le Giffre et l'Arve.
Cartes : *Saint-Maurice* 1 : 50000 de l'Atlas topographique de la Suisse 1905.
Annecy N.E et S.E. 1 : 50000 Etat-major de France.

1. *Généralités.*

Les Hautes Alpes calcaires entre le Rhône et l'Arve sont enserrées entre les Préalpes du Chablais au N.W. et le massif cristallin des Aiguilles Rouges de Chamonix et du Prarion au S.E. La direction des chaînes est généralement S.W.-N.E. Une zone de cols, taillés dans le trias, les sépare du massif des Aiguilles Rouges. Cette zone méridionale comprend, du Rhône à l'Arve, les cols : du *Jorat* (2223^{m}), d'*Emaney* (2467^{m}), de *Barberine* (2484^{m}), du *Vieux* (2604^{m}) et du *Salenton*. Une seconde zone de trias, appartenant à la série de la Brèche du Chablais, forme, sur le versant septentrional des Hautes Alpes, les cols : de *Coux* (1924^{m}) et de *Golèze* (1671^{m}). Le col de *Chatillon*, qui sépare les Hautes Alpes des Préalpes, entre l'Arve et le Giffre, se trouve dans le Flysch haut alpin.

Les Hautes Alpes calcaires ont un aspect plus gai, plus imposant que les Préalpes et la zone des Aiguilles Rouges. Il suffit d'évoquer les Dents du Midi et les Dents Blanches de Champéry qui, semblables à un gigantesque bastion, paraissent défier le géologue de passer du domaine préalpin dans les Alpes. C'est encore la paroi gigantesque de la Tour Salière, qui domine de 1000 mètres le pâturage de Salanfe, ou bien encore les parois du Pic de Tenneverdze, surmontées de petits glaciers, sillonnées de sombres « guries » où les torrents brillent comme un fil d'argent. Puis c'est le cirque des Fonds, au pied du Buet, la paroi des Fiz, surplombant le lac d'Anterne, où les chamois se jouent de l'homme. Enfin, dominant la vallée de l'Arve, c'est l'imposante Aiguille de Varens.

Le *Giffre*, qui vient des glaciers du Mont Ruan et de Prazon, coupe le territoire qui nous occupe en deux parties bien différentes au point de vue orographique. Etudions d'abord la région entre le Rhône et le Giffre et débutons avec les Dents du Midi.

2. *Région entre le Rhône et le Giffre.*

Continuation des Dents de Morcles, au S.W.; les Dents du Midi forment le commencement d'une arête qui s'étend jusqu'au vallon du Clévieux, au N.E. de Samoëns. Cette arête est coupée en un seul point par la Sauflaz, au S.E. de Champéry. Cette coupure sépare les Dents du Midi des *Dents Blanches,* qui se terminent, avec le *Signal de Foilly* (2709 E. M.), à la *Golette de l'Oula,* le seul col qui permette de traverser la grande arête de la Sauflaz au Clévieux. A l'W. de la Golette, nous trouvons la *Corne au Taureau* (2627^{m} Siegfried) et dominant le village des Allamands, la *Pointe de Tuet* (2038^{m}).

Nous désignerons dorénavant cette crête sous le nom d'arête *Tuet-Corne au Taureau.* Parallèlement à cette dernière, au N., nous trouvons la croupe du *Signal de Bostan,* superbe voûte de Crétacé et de Nummulitique. La chaîne Dents du Midi-Dents Blanches-Foilly-Tuet est entièrement crétacée.

Parallèlement à cette arête, au Sud, on rencontre une grande chaîne qui s'étend de la *Tour Salière,* soit de la vallée du Rhône, à l'*Aiguille de Varens,* sur la rive droite de l'Arve. Elle est coupée par les cols suivants : le col de la *Tour Salière* (2830^{m}), qui sépare la sommité du même nom du *Mont Ruan* (3067^{m}); le col de *Tenneverdze* (2486^{m}), entre la sommité du même nom et la *Pointe de la Feniva* (2840^{m}); le col d'*Anterne* (2637^{m}), entre le *Buet* (3109^{m}) et la *Tête à l'Ane* (2793^{m}); le col du *Dérochoir,* entre la *Pointe d'Ayer* (2280^{m}) et la *Pointe de Platé* (2553^{m}).

Je désignerai dans la suite, sous le nom de *Chaîne Tour Salière-Pic de Tenneverdze,* la première partie de cette grande chaîne qui porte les sommets suivants : *Tour Salière* (3222^{m}), *Mont Ruan* (3067^{m}), *Mur des Rosses* (2933^{m}), *Tête des Rosses* (2936^{m}), *Pointe des Rosses* (2967^{m},8), *Pic de Tenneverdze* (Tanneverge) (2990^{m}). Elle est entièrement jurassique et sa crête est en Malm. La seconde partie, jurassique également, mais avec sa ligne de faîte en Dogger, que je nomme *chaîne Buet-Feniva,* porte les sommités suivantes : *Pointe de la Feniva* (2840^{m}), *Têta perfia* (2780^{m}), *Tête du Grenairon* (2731^{m}), le *Cheval Blanc*[1] (2833^{m},5) de la carte suisse, le *Cheval Blanc* (2819^{m}) de la carte française, le *Mont Buet* (3109^{m}).

[1] Une certaine confusion règne dans la nomenclature des différents sommets de cette chaîne frontière. Le *Cheval Blanc* de la carte suisse n'est pas le même sommet que le *Cheval Blanc* de la carte de l'Etat-major français. Dans la suite, toutes les fois qu'il sera question du *Cheval Blanc,* j'indiquerai : carte suisse ou carte française. Il me semble qu'il eût été facile de s'entendre à ce sujet lors de la revision de la feuille 525 de l'Atlas topographique de la Suisse, en 1905. De plus, le sommet 2731, entre *Têta perfia* et

Du Cheval Blanc (carte suisse) se détache un chaînon qui se dirige à l'W.; il forme le *Grenairon* (2771m).

Entre la grande chaîne Dents du Midi-Dents Blanches-Corne au Taureau-Tuet et celle Tour Salière-Pic de Tenneverdze-Feniva-Buet, nous trouvons, sur la rive droite du Haut-Giffre, plusieurs chaînons parallèles de direction S.W.-N.E. Orographiquement, ils partent du vallon de Vogealle, viennent tous mourir dans la vallée du Giffre, soit en amont, soit en aval de Sixt. Le premier de ces chaînons, qui domine la haute vallée du Giffre, entre Sixt et la cantine du Fer à Cheval, porte la *Pointe de Sambet*[1] (2234m). Plus au N., séparée de ce dernier sommet par le vallon des *Chalets de Salvadon*, s'élève le chaînon qui, de la *Pointe de l'Avaudrue*[2], se dirige vers Samoëns, après avoir formé des sommités telles que la *Pointe Rousse* (2577m) et les *Rochers de Criou* (2250m). Un chaînon secondaire prend naissance dans la base des Rochers de Criou, à l'E. des Chalets de Foilly[3], avec une direction sensiblement parallèle à celle de l'arête Pointe de l'Avaudrue-Pointe Rousse. Il se termine, au N.E., par le sommet 2665 de la carte de l'Etat-major français. M. Perret a dénommé, d'après les gens du pays, ce sommet *Pointe Rousse des Chambres*[4]. Maillard[5] décrivit cette sommité sous le nom, aujourd'hui abandonné, de « Couarra ». Entre le chaînon de la Pointe Rousse des Chambres et l'arête Pointe de l'Avaudrue-Pointe Rousse, se trouve un profond vallon qui n'est pas indiqué sur la carte de l'Etat-Major français et que M. Perret dénomme *Vallon des Chambres*. Il débute au *lac de Foilly* (non marqué sur la carte. « Lac des Chambres pour M. Perret). Un col s'ouvre à son extrémité N.E., entre la Pointe Rousse des Chambres et la Pointe de l'Avaudrue, qui permet d'atteindre les *Chalets de Vogealle*. L'arête qui relie la Pointe Rousse des Chambres à la Corne au Taureau[6] porte deux cols, sans nom sur la carte, qui permettent de traverser de Samoëns aux Chalets de Vogealle. M. Perret dénomme le plus bas, qui se trouve au pied S.

le *Cheval Blanc*, a reçu, sur la nouvelle édition de la carte suisse, le nom de *Tête du Grenairon*. Cette dénomination est erronée, parce que : 1° ce sommet n'a jamais porté ce nom-là dans le pays; 2° parce qu'il existe déjà, au N. du Buet, dominant Sixt, une sommité qui, sur la carte française (Etat-major), porte le nom de *Grenairon*, qui est le seul vrai nom local.

[1] M. Perret (La Montagne, revue mensuelle du C. A. F., 20 juillet 1909, p. 411) dans son article : *Ascensions dans les Alpes calcaires du Faucigny et du Valais*, écrit : *Pointe de Sans-Bet* (sans bout).

[2] Cette orthographe n'est pas conforme à la prononciation locale, on dit *Avoudruz*.

[3] Comme l'a très justement fait remarquer M. Perret, les Chalets de Foilly ont été marqués, sur la carte, à l'endroit où se trouve, en réalité, le lac de Foilly (env. 2070m). Les chalets sont en réalité un kilomètre plus à l'W.

[4] La Montagne, 1909, p. 408.

[5] Bull. Carte géol. de France, N° 22, p. 17.

[6] Maillard a fait une erreur de lecture de carte en désignant ce sommet comme « Signal de Foilly » dans ses croquis. Cette erreur a été reproduite par M. Jacob. Le Signal de Foilly est à l'E. de la Golette de l'Oula et non à l'W.

du sommet 2456 : *Combe aux Puaires* (cochons). Le second, qui est au N. de la Pointe 2456 et au S. de la *Corne au Taureau*, est connu sous le nom de *Pas au Taureau*. Ce dernier permet de passer de Vogealle dans le vallon anticlinal d'*Odda*.

La ligne de partage des eaux du bassin du Rhône et du bassin du Giffre, dans le territoire qui nous occupe, part du *Col de la Golèze* et passe par le *Signal de Bostan*, le *Col de Bostan*, les points 2645, 2706, 2730, 2764 des *Dents Blanches*. Elle s'infléchit alors au S.E. vers le *Mont Ruan* en passant par le *Mont Sageroux* (2683m), le *Col du Sageroux* (2400m), la *Tête des Ottans* (2554m), le *Pt Mont Ruan* (2847m). Du Mont Ruan elle se dirige au S. en passant par les différents sommets des *Rosses*, le *Pic de Tenneverdze* (2990m), la *Pointe de la Feniva* (2840m), pour se terminer au *Cheval Blanc* (carte suisse, 2833m).

3. *Région entre le Giffre et l'Arve.*

La partie des Hautes Alpes calcaires, située entre le Giffre et l'Arve, a un aspect bien différent de celle que nous venons d'étudier. Nous n'y trouvons plus une succession de chaînons, mais deux massifs : celui de *Platé* et celui des *Grands Vents*. Cette différence dans le relief de ces deux régions doit être cherchée avant tout dans l'allure des plis. Sur la rive droite du Giffre, les axes des plis se relèvent fortement vers le N.W., tandis que sur la rive gauche, jusqu'à l'Arve, ils forment une grande inflexion synclinale transverse qui explique l'épaisseur des sédiments tertiaires de cette région.

Le Massif de Platé est semblable à un immense plateau. Il est supporté à l'E. par la grande muraille qui, surplombant le vallon d'Anterne, s'étend de la *Pointe de Salles* à la *Tête à l'Ane*. Au S., il repose sur la grande paroi des *Fiz*, qui, du *Col d'Anterne*, s'étend à l'W. jusqu'à l'*Aiguille de Varens* (2488m), en passant par la *Pointe d'Ayer* (2280m), le *Col du Dérochoir* et la *Pointe de Platé* (2503m). A partir de l'Aiguille de Varens, notre muraille se coude à angle droit et prend une direction S.-N. pour s'arrêter au *Lac de Flaine*, après avoir formé la *Pointe du Colloney* (2662m) et la *Croix de Fer* (2317m). De petites arêtes secondaires se détachent de quelques sommets et divisent ainsi le Massif de Platé en plusieurs cirques, comme ceux de : *Salles*, *Platé*, *Barme Rousse* et *Flaine*. L'orographie du Massif de Platé est avant tout fonction de la composition pétrographique des sédiments du Crétacé moyen et supérieur et du Tertiaire.

Le Massif des Grands Vents est séparé au S. du Massif de Platé par le vallon de *Flaine*. Il est formé presque entièrement par les sédiments du Flysch. La

disposition en plateau du Massif de Platé ne s'y retrouve plus. En effet, il forme une grande arête qui, de *Tête Pelouze* (2435^{m}), s'étend jusqu'au *Col de Chatillon* avec une direction S.W.-N.E. Des chaînons secondaires se détachent de cette arête principale et indiquent au géologue la présence des Grès de Taveyannaz.

La ligne de partage des eaux du bassin du Giffre et du bassin de l'Arve suit, à partir du Col d'Anterne, la crête des Fiz jusqu'à la Pointe de Platé. Elle se dirige alors vers le N. par le *Col de la Portettaz* jusqu'à la Tête Pelouze. A partir de cette sommité, elle suit l'arête principale du Massif des Grands Vents en passant par les *Grands Vents* (2203^{m}), la *Tête de Pré de Saix* (2125^{m}) et la Crête des Frettes, au-dessus de St-Sigismond, pour atteindre le Col de Chatillon.

PREMIÈRE PARTIE

STRATIGRAPHIE

INTRODUCTION

L'étude stratigraphique des Hautes Alpes calcaires entre le Rhône et l'Arve est rendue des plus difficile par suite des plissements intenses qui affectent cette région.

En 1895, M. Emile Haug, dans son mémoire sur « les Hautes Chaînes calcaires de Savoie », nous a donné, dans son résumé stratigraphique, un excellent point de départ pour des études plus détaillées.

Dans mon mémoire sur la chaîne Tour Salière-Pic de Tanneverge, en 1904, je n'avais étudié à nouveau que les systèmes triasique et jurassique, le crétacique n'étant représenté dans cette chaîne que par son terme le plus inférieur, généralement pincé dans des synclinaux aigus de Jurassique supérieur.

M. Charles Jacob a revu, en 1907, la stratigraphie du Crétacique moyen de la région qui nous occupe. Le Nummulitique, d'autre part, a fait l'objet de quelques notes, dues à M. Douxami. Enfin, dans deux notices préliminaires, j'ai moi-même signalé la présence de l'Infravalangien à *Hoplites Boissieri* et du Cénomanien à *Schlœnbachia varians*.

Dans les lignes qui suivent, je me suis efforcé de faire une mise au point de la stratigraphie, en tenant compte des travaux de mes prédécesseurs et de mes observations personnelles. Je discuterai, chemin faisant, de la genèse de certains sédiments, ce qui me donnera l'occasion de répondre à quelques observations de certains de mes confrères. Je n'ai pas la prétention de donner une étude stratigraphique définitive, bien loin de là. La difficulté d'accès dans certains cas, le manque de fossiles et les plissements intenses dans d'autres sont cause que je n'ai pu pousser mes études aussi loin que l'aurais voulu, c'est surtout le cas pour le Lias et le Néocomien. Ceux qui viendront après moi seront peut-être plus heureux et plus amateurs d'émotions vives et d'acrobatie.

SYSTÈME ANTHRACOLITHIQUE

CARBONIFÈRE *(Stéphanien).*

1. Généralités. — 2. Les Conglomérats. — 3. Les Grès. — 4. Les Schistes. — 5. Distribution.

1. *Généralités.*

La base des terrains sédimentaires, sur le versant oriental des Fiz, est formée par du Houiller. D'après M. Michel-Lévy[1] le Houiller de Pormenaz est discordant sur des schistes chloriteux et feldspathiques. Il supporte le Trias en *concordance apparente.*

Voyons avec M. Michel-Lévy, le savant Directeur du Service de la Carte géologique de la France, les caractères lithologiques de cette formation. Le Houiller débute, au *Pormenaz,* par des *conglomérats* à gros éléments de roches cristallines sous-jacentes, de protogine et de schistes cristallins variés. Puis nous trouvons des alternances de *schistes noirs* à rognons ferrugineux et lentilles sableuses et de *grès* foncés micacés, parfois congloméraliques.

Au-dessous du sentier conduisant aux Chalets de Villy, à quelques centaines de mètres en aval des chalets de Moède, on trouve le célèbre gisement d'empreintes végétales, dit « des Fougères ». M. Michel-Lévy y a récolté les espèces suivantes :

Pecopteris Pluckeneti Brongt.
Nevropteris flexuosa Heer (très abondant).
Annularia sphenophylloïdes Zenker.
Asterophyllites equisetiformis Schloth.
Sphenophyllum cf. emarginatum Brongt.

Cette flore indique, d'après M. Zeiller, un niveau assez bas du Houiller supérieur, c'est-à-dire du « Stéphanien ».

[1] *Note de la prolongation vers le S. de la chaîne des Aiguilles Rouges. Montagnes de Pormenaz et du Prarion.* Bull. Carte géol. de France, n° 27, p. 5.

2. *Les conglomérats.*

Voyons avec MM. Duparc et Ritter[1] les différents sédiments qui constituent le Houiller.

Les différents cailloux, de dimensions variables, qui forment, réunis par un ciment grèseux, les conglomérats du houiller appartiennent à trois types de roches, à savoir :

1° Des roches éruptives; 2° des roches cristallophylliennes; 3° des roches détritiques.

Parmi les *roches éruptives*, MM. Duparc et Ritter citent :

1° Des granits variés, à deux micas, à tendance parfois porphyroïde; 2° des granits à biotite du type de Vallorcine et Beaufort; 3° des granits à tendance pegmatoïde et enfin des granulites.

Les *roches cristallophylliennes* sont représentées par :

1° Des micaschistes à mica noir; 2° des micaschistes froissés passant aux gneiss; 3° des micaschistes granulitiques; 4° des micaschistes à mica blanc; 5° des micaschistes granulitiques passant aux gneiss; 6° des micaschistes très compacts; 7° des schistes à séricite.

Parmi *les roches détritiques* on rencontre des grès très riches en quartz, qui rappellent les grès du carbonifère, puis des roches argileuses à grain très fin.

Les cailloux qui forment les conglomérats du Houiller proviennent des anticlinaux cristallins entre lesquels s'est déposé le Carbonifère. Comme le font fort bien remarquer MM. Duparc et Ritter « c'est donc bien leur dénudation qui a livré les matériaux de ce terrain et, sans avoir besoin de constater la discordance du Houiller sur le terrain cristallin, ce seul fait suffirait à prouver la réalité de mouvements anciens dans la région qui nous occupe ».

3. *Les grès.*

MM. Duparc et Ritter distinguent deux types de grès houillers : 1° ceux dont les éléments sont des individus minéralogiques et 2° ceux dont les galets sont des fragments très petits de roches encore déterminables. Les éléments de ces grès

[1] *Les Formations du carbonifère et les quartzites du trias dans la région N. W. de la première zone alpine.* Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. de Genève, T. XXXII, 1re partie, n° 4, 1894.

sont avant tout fournis par des roches acides. Ils sont toujours plus ou moins roulés. Dans les types n'accusant pas de dynamométamorphisme, on rencontre souvent des grains de quartz à extinctions roulantes et d'autres à extinctions franches, ce fait montrant qu'une partie des roches-mères avaient subi de fortes compressions, attestées par les quartz à extinctions roulantes.

Le *ciment* des grès est entièrement cristallin. Il est formé par la réunion de quartz et de paillettes de séricite.

4. *Les schistes.*

L'absence ou la rareté des carbonates est un des signes distinctifs des schistes du Houiller, car, comme on le sait, la calcite se trouve toujours, dans notre région, dans les schistes d'âge plus jeune. L'élément détritique le plus important est le quartz. Parmi les minéraux d'origine secondaire il faut avant tout signaler le rutile. Dans certains cas les éléments détritiques sont excessivement petits et très rares, la matière amorphe formant presque à elle seule la roche qui est alors une véritable argile schisteuse. MM. Duparc et Ritter notent qu'à une grande abondance de matière argileuse correspond toujours un grand développement d'anthracite pulvérulente dans les schistes. Ces auteurs donnent l'analyse suivante d'un schiste houiller de *Servoz :*

SiO^2	= 50,17
Al^2O^3	= 24,34
Fe^2O^3	= 1,69
FeO	= 6,49
FeS^2	= 0,78
CaO	= 1,97
MgO	= 1,24
K^2O	= 5,32
Na^2O	= 0,64
H^2O	= 0,90
C	= 5,15
Perte au feu	= 1,25
	99,94

5. *Distribution.*

Le Carbonifère, dans la région qui nous occupe, n'affleure qu'entre les *Chalets de Villy* et Servoz. En effet, comme nous le verrons plus loin, des chalets de Villy jusqu'au Rhône le contact du sédimentaire avec le cristallin se fait par le Trias.

Il faut cependant ajouter que le Carbonifère du *Pormenaz* se continue dans le *Prarion*. Il disparaît ensuite sous les masses de Trias du *Col Joly* pour réapparaître, comme l'a indiqué M. Ritter, sur le versant S.W. de ce col dans la chaîne *d'Outray* et dans celle des *Enclaves*.

Sur la rive droite du Rhône, par contre, comme l'a montré Renevier, puis M. Golliez, nous retrouvons les mêmes sédiments du Carbonifère discordants sur le cristallin du soubassement de la Dent de Morcles.

Sur la rive gauche du Rhône le Carbonifère est très développé dans le synclinal de *Salvan-Argentières* et dans celui de *Trient*.

Au commencement de ce chapitre j'ai dit qu'au *Pormenaz* le Houiller supporte le Trias en « concordance apparente ». Cette concordance apparente est due au fait que très souvent les synclinaux houillers ont constitué des accidents de peu d'importance, qui ont été repris par les plissements alpins.

SYSTÈME TRIASIQUE

Trias.

1. Généralités — 2. Répartition et rôle orographique. — 3. Les quartzites. — 4. Les schistes rouges et verts — Les calcaires dolomitiques et les corgnieules.

1. *Généralités.*

La base des terrains sédimentaires entre le Rhône et le haut vallon de la Diosaz est formée par le Trias reposant en discordance sur les schistes cristallins du Massif des Aiguilles Rouges de Chamonix.

Le Trias comprend, de bas en haut, généralement les termes suivants, toujours nettement différenciés, que j'ai réunis dans ma carte sous une seule teinte :

1. les quartzites;
2. les schistes rouges et verts;
3. les calcaires dolomitiques et les corgnieules.

En 1828 déjà, Necker[1] signala la présence des *quartzites* et des *schistes rouges* et *verts* au Col de Salenton, sur le versant méridional du Buet, mais c'est au fond Alphonse Favre qui, le premier, dans la région qui nous occupe, détermina l'âge des sédiments ci-dessus.

2. *Répartition et rôle orographique.*

Le Trias est surtout développé dans la partie méridionale des Hautes Alpes calcaires, au contact avec le cristallin. Il forme une série d'affleurements, semblables à un long ruban qui s'étend du Col du Jorat (2223^{m}), sur la rive gauche du Rhône, jusque près de Servoz dans la vallée de l'Arve.

A l'intérieur des Hautes Alpes calcaires, le Trias n'affleure qu'en un seul point : dans le Cirque du *Fer à Cheval*, dans la haute vallée du Giffre.

Au point de vue orographique, le Trias a une grande importance. En effet, formé de sédiments résistant moins aux agents atmosphériques que le cristallin sous-jacent et que les calcaires du lias, il forme une série de cols qui mettent en communication les différentes petites vallées transversales. Le Trias joue, du reste, le même rôle au contact des Préalpes avec les Hautes Alpes, sur la rive droite du Rhône, ce qui fait que la zone interne des Préalpes est connue sous le nom de « zone des Cols ».

Les différents cols formés par le trias sont, en allant du Rhône à l'Arve :

Le *Col du Jorat* (2223^{m}), qui permet de passer de la vallée du Rhône dans le beau pâturage de Salanfe, sur le flanc méridional de la Dent du Midi.

Le *Col d'Emaney* (2467^{m}), entre les Pointes à Boillon et le Luisin, qui met en communication le pâturage de Salanfe avec celui d'Emaney, sur le versant méridional de la Tour Salière.

Le *Col de Barberine* (2484^{m}), qui sépare les Pointes à Boillon de Fontanabran et permet ainsi de passer de l'alpage d'Emaney dans celui de Barberine.

[1] L.-A. Necker, *Mémoire sur la vallée de Valorsine*, Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. de Genève, 1828.

Le *Col du Vieux* (2604m), qui permet de passer du pâturage suisse Le vieux Emosson dans le sauvage vallon français d'Entre deux Eaux.

Le *Col du Salenton* (2684m), qui sépare le Buet des Aiguilles Rouges et qui permet de passer de Pierre à Bérard dans la vallée de la Diosaz.

On peut ainsi passer de la vallée du Rhône dans celle de l'Arve en cheminant constamment sur le Trias.

Etudions maintenant chacun des termes séparément :

3. *Les quartzites.*

L'étage des « quartzites » débute assez généralement par un conglomérat de base, dont les schistes cristallins ont fourni les éléments. Ce conglomérat est surtout bien visible sur le versant méridional du Buet, au-dessus de Pierre à Bérard. Il supporte un quartzite-grès phylliteux[1], qui passe graduellement à un quartzite compacte de couleur blanche, rosâtre ou verdâtre, qui, d'après A. Favre, fut exploité autrefois dans le Fer à Cheval pour la verrerie de Sixt.

MODE DE FORMATION

M. Cayeux, le savant professeur à l'Ecole des Mines de Paris, a bien voulu examiner deux coupes de mes quartzites du Trias. Je ne puis mieux faire qu'en donnant ses diagnoses :

Coupe n° 112. *Quartzite-grès phylliteux.* Fer à Cheval de Sixt.

Une foule de grains d'apparence clastique ont subi un nourrissage superficiel et sont finement dentelés sur les bords. Beaucoup d'éléments composés sont constitués par du quartz de filon. Rares feldspaths détritiques et quelques lamelles de de muscovite. Une phyllite, que je crois être la séricite, est très développée sous forme de gangue; son origine secondaire est indiscutable.

Coupe n° 110. *Quartzite.* Fer à Cheval de Sixt.

Quartzite le plus souvent pourvu d'un ciment réduit à une sorte de pellicule de phyllite enrobant les grains et appartenant probablement à la séricite; cette

[1] M. Cayeux donne le nom de *quartzite-grès* à une roche dans laquelle les traces de l'origine détritique ne sont pas encore complètement effacées, mais qui se rapproche beaucoup plus des quartzites que du grès. Voir L. Cayeux, *Structure et origine des grès du tertiaire parisien*, Paris, Imprimerie Nationale, 1906.

matière est, par exception, remplacée par de la calcite. L'accroissement secondaire est démontré par le fait que les éléments de quartz se moulent, pour ainsi dire, tous les uns sur les autres. Zircon fréquent. Tourmaline clairsemée. Muscovite rare. Calcite et pyrite secondaires.

MM. Duparc et Ritter[1] admettent, à la suite de M. Termier, que le ciment des quartzites proviendrait de sources siliceuses, ce qui expliquerait la sursilicification de certains exemplaires et la localisation du phénomène. MM. Kilian et Révil, dans le second volume de leurs « Etudes géologiques dans les Alpes occidentales », se rallient à la manière de voir de ces savants.

Les quartzites représentent un facies éminemment détritique, malgré la recristallisation de leurs éléments. Comme l'ont montré MM. Kilian et Révil, cette formation s'est faite aux dépens d'éléments provenant de la désintégration des anticlinaux primitifs dus aux mouvements Hercyniens. Je ne puis admettre l'explication de MM. Duparc et Ritter sur l'origine du ciment siliceux des quartzites et je partage l'opinion de M. Cayeux[2], à savoir que le ciment siliceux des quartzites provient d'un phénomène de dissolution et de recristallisation opéré au sein du sédiment grâce aux eaux d'imprégnation. La présence de schistes rouges et verts interstratifiés dans les quartzites, sur le versant E. de la Pointe de la Feniva, est une preuve de ce que j'avance. On a abusé de l'intervention de sources minérales dans les phénomènes de sédimentation, parce que l'on n'a pas assez tenu compte des phénomènes de dissolution dus à l'eau de mer dans le sédiment.

MM. Kilian et Révil[3], discutant de l'extension des quartzites du trias, écrivent ce qui suit : « Il est toutefois d'une grande importance de remarquer l'extension, dans cette zone de nos Alpes (Massif du Mont-Blanc), des quartzites de la base, identiques aux quartzites du Briançonnais, jusqu'au Col du Salenton[4], à Beaufort et à Albertville, ce fait montrant nettement la solidarité qui unit la zone du Mont-Blanc aux zones intraalpines, que certains auteurs voudraient considérer comme exotiques ».

Les quartzites, à cause de leur faible épaisseur, jouent un rôle orographique de beaucoup moins important que dans la zone du Briançonnais, où ils forment des sommités.

[1] *Les Formations du Carbonifère et les Quartzites du Trias*, Mém. Soc. phys. et Hist. nat. de Genève, 1894.

[2] L. Cayeux, *Les Grès du Tertiaire parisien.*

[3] *Etudes géologiques dans les Alpes occidentales*, Mém. de la Carte géol. de la France, Paris, 1908, vol. II, p. 272.

[4] J'ai montré plus haut que les quartzites pouvaient se suivre jusqu'au Col du Jorat, sur la rive gauche du Rhône.

4. *Les schistes rouges et verts.*

Les quartzites supportent des *schistes rouges* et *verts*. Les marques de vagues ou « Ripple-Marks » que l'on y trouve permettent de voir dans ce sédiment un dépôt argileux effectué à une faible profondeur, comparable, dans une certaine mesure, aux *boues rouges* des mers actuelles. Cette formation ne dépasse généralement pas 10 mètres d'épaisseur.

Leur couleur rouge ou verte dépend de la plus ou moins grande oxydation du fer.

Ces schistes supportent :

5. *Les calcaires dolomitiques et les corgnieules.*

Ce dernier terme du Trias est bien développé, surtout à la base E. de la Pointe de la Feniva (ou Finive) et au Vieux Emosson, où il atteint jusqu'à 80^{m} d'épaisseur. Les affleurements de corgnieules alternent irrégulièrement avec les calcaires dolomitiques. Dans la montée du col d'Emaney, depuis Salanfe, on rencontre de nombreux entonnoirs qui témoignent de la présence du gypse en profondeur.

MODE DE FORMATION

MM. Favre et Schardt [1] dans leur description géologique des Préalpes du canton de Vaud, envisagent les corgnieules comme des modifications apportées *in loco* à la dolomie. Ces modifications se seraient produites sous l'influence de la pression mécanique d'abord et de l'action dissolvante des eaux d'infiltration ensuite.

M. Termier [2] attribue la cargneulisation à une simple décalcification de calcaires dolomitiques bréchiformes phylliteux et parfois détritiques. La calcite, plus soluble, aurait disparu, tandis qu'il se serait formé un carbonate ferrugineux et magnésien. MM. Kilian et Révil ont remarqué cette altération dans de grandes masses calcaires du Briançonnais, sous forme de taches jaunes visibles de loin. Ces auteurs citent le cas de la montée du col du Mont Genèvre, où les corgnieules se

[1] E. Favre et H. Schardt, *Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse.* Matériaux pour la carte géol. de la Suisse, XXII^{e} liv., Berne, 1887, p. 17.

[2] In Kilian et Révil, *Alpes occidentales,* vol. II, p. 249.

montrent au milieu des calcaires, sans qu'on puisse rattacher leur présence *à aucune dislocation vraisemblable.*

Ce que j'ai vu du Trias dans les Hautes Alpes calcaires, ainsi que dans la *zone des cols* des Préalpes, me porte à voir, dans les *corgnieules,* une brèche d'origine *détritique* désagrégée par l'action des agents atmosphériques. Cette origine détritique est suffisamment mise en lumière par la présence de galets de schistes verts sériciteux, que l'on rencontre aussi bien dans les corgnieules du Trias haut alpin que dans les corgnieules du Trias préalpin (zone des cols). Ces faits confirment l'explication donnée par M. Termier.

La présence de corgnieules dans les calcaires dolomitiques s'explique aisément en admettant que cet étage du Trias représente un *facies récifal* de la zone littorale. La structure saccharoïde des calcaires dolomitiques est secondaire, ce qui explique l'absence de restes d'organismes, comme le forage effectué dans l'atoll de Funafuti [1] l'a si bien montré. En envisageant les calcaires dolomitiques comme un facies récifal du littoral, on explique du même coup la présence des lentilles de gypse. En effet, les récifs frangeants ou barrières ont pu, par leur développement, amener la formation de lagunes. Par évaporation, ces lagunes sont devenues une zone de sédimentation chimique. Puis, les conditions bathymétriques se modifiant, un récif s'est formé sur le sédiment d'origine chimique.

Une preuve à ma manière de voir est fournie par la constatation faite par mon ami M. Bernet [2], dans les calcaires dolomitiques de la « zone des cols », entre Adelboden et Frütigen, d'une interstratification de schistes argilo-calcaires rouges et verts.

En résumé, *les calcaires dolomitiques du trias représentent un facies récifal de la zone littorale.*

Les *corgnieules* sont un produit de désagrégation de brèches formées dans la même zone de sédimentation.

[1] L.-W. Collet, *Les Dépôts marins.* Encyclopédie scientifique, Paris, 1908, p. 264.
[2] Ed. Bernet, *La Zone des cols entre Adelboden et Frütigen.* Eclogae geol. Helvet.

SYSTÈME JURASSIQUE

Lias.

1. Généralités. — 2. Lias inférieur calcaire. — 3. Lias supérieur schisteux. — 4. Répartition et rôle orographique.

1. *Généralités.*

En 1904, l'absence totale de fossiles m'avait empêché de séparer strictement le Lias du Dogger. J'avais envisagé comme appartenant au Lias les calcaires et les schistes argileux sus-jacents au Trias, le Dogger étant représenté par le calcaire gréseux sous-jacent aux schistes argileux de l'Oxfordien.

En donnant la description géologique du Buet, Alphonse Favre [1] dit qu'on voit au Musée de Genève deux ammonites recueillies par Necker sur l'arête qui relie le mont Oreb au sommet. D'après ce savant, bien qu'elles fussent déterminées comme *Ammonites variabilis,* ces ammonites appartiendraient à l'*Ammonites Murchisonae* Sow. ou *lunula* Ziet. Je recherchai donc, dans les collections de notre Muséum, les dits fossiles. La collection Alphonse Favre renferme, dans Az $\frac{14}{180}$ et Az $\frac{14}{181}$, deux moulages déterminés comme *Ammonites Murchisoni* provenant du Buet. Comme Alphonse Favre signalait toujours ses opérations de moulage sur place, il y avait tout lieu de penser que ces moulages représentaient vraisemblablement les échantillons de Necker. Des recherches dans la collection stratigraphique m'amenèrent à la découverte des échantillons de Necker [2], qui ont une grande valeur, permettant de fixer la limite entre le lias et le dogger. En effet, il n'y a aucun doute à avoir sur l'attribution de ces échantillons à *Ludwigia Murchisonæ* Sow. de l'étage *Aalénien.* La roche dans laquelle se trouvent ces deux ammonites est un schiste siliceux à rognons ou concrétions, différent des schistes oxfordiens, qui sont plus marneux.

Il y a donc lieu de diviser le Lias des Hautes Alpes calcaires en deux parties :

le *Lias calcaire,* à la base,
le *Lias schisteux,* au sommet.

[1] *Recherches géologiques,* t. II, p. 335.

[2] Ces deux échantillons ont été, sur ma demande, placés dans la collection régionale, sous les N^{os} R $\frac{16}{22}$ et $\frac{16}{24}$.

2. *Lias inférieur calcaire.*

Ce terme inférieur débute généralement par des *calcaires gréseux, bréchiformes,* contenant de petits galets de calcaires dolomitiques du Trias sous-jacent.

Ce facies est bien développé dans le soubassement du *Pic de Tenneverdze,* sur le versant de Barberine; sous la *Pointe de la Feniva,* ainsi qu'à la base de la montée du *Pas du Coq,* qui, de la Combe de Sixt, conduit aux chalets de Borée. Ces calcaires bréchiformes passent fréquemment à un *facies à Entroques,* surtout bien développé dans la première des localités ci-dessus. Ce terme manque dans la coupe sous le glacier de la Feniva et paraît être remplacé par un *calcaire gréseux gris, à rognons de silex,* contenant par-ci par-là des éléments de calcaire dolomitique; nous aurions là un passage latéral du facies à Entroques.

J'ai trouvé, d'autre part, des bancs de *calcaire à Entroques* typique, avec sections de pentacrines et belemnites, malheureusement indéterminables, entre les points 2675 et 2577, au N. de la Pointe de la Feniva (voir carte géologique au 1:50000. Mat. pour la carte géol. de la Suisse. Nouv. sér., liv. XIX, 1904).

La coupe du Lias du Couloir du *Bas des Cavalles,* à l'W. de la Pointe de la Feniva, que j'ai donnée en 1904 est fausse, comme j'ai pu m'en rendre compte dans la suite en étudiant la coupe du Buet et du Cheval-Blanc. J'avais pris pour une série normale une série imbriquée. J'aurai du reste l'occasion de revenir, tout au long, sur ce point dans le chapitre traitant de la description géologique.

3. *Lias supérieur schisteux.*

Le *Lias supérieur* est représenté par une série de *schistes noirs* à surface miroitante qui, en certains endroits, possèdent une interstratification de bancs calcaires. La partie supérieure de ces schistes, au *Buet,* à la base de l'*Aiguille de Varens,* au-dessus du village de *Bay,* contient des rognons ou concrétions siliceuses et leur couleur est légèrement brunâtre. Plus siliceux que les schistes oxfordiens on arrive ainsi, avec un peu d'habitude, à ne pas les confondre avec ces derniers.

Cette série supérieure du Lias représente probablement les étages *Toarcien* et *Aalénien,* car M. Ritter[1] a trouvé dans les bancs de passage du facies calcaire au facies schisteux, au *Mont Joly, Belemnites niger* Blain., du *Charmouthien.* Comme

[1] *La Bordure Sud-Ouest du Mont-Blanc,* Bull. Carte géol. de France, n° 60, 1897, p. 97.

je l'ai déjà dit plus haut, c'est de la partie supérieure que proviennent les deux *Ludwigia Murchisonæ* Sow. trouvées par Necker sur l'arête qui du Mont Oreb conduit au sommet du Buet et qui déterminent l'étage Aalénien.

4. *Répartition et rôle orographique.*

Le passage entre le Lias inférieur calcaire et le Lias supérieur schisteux est assez brusque dans la chaîne *Tour Salière-Pic de Tenneverdze*. Plus au S.W., au *Cheval-Blanc*, par exemple, la limite entre les deux termes est beaucoup plus difficile à saisir par le fait de l'apparition des bancs calcaires dans le lias supérieur.

Sur le versant méridional de la chaîne des Fiz les schistes aaléniens sont bien développés entre *Servoz* et les chalets *d'Ayer* ainsi qu'au-dessus du village de *Bay*, qui domine Passy. Alphonse Favre[1] a du reste signalé la présence de *Ludwigia Murchisonæ* Sow., dans la colline du *village du Mont* sur Servoz.

D'après M. Ritter, et comme j'ai pu m'en rendre compte moi-même, les deux complexes du Lias sont très nettement définis au *Mont-Joly*. Sur le versant S.E. de la chaîne des Aravis il n'en est pas de même.

Le Lias forme généralement au-dessus du Trias des pentes gazonnées très raides qui commencent par un léger abrupt de Lias calcaire. Telles sont les pentes inférieures de la Tour Salière, du Pic de Tenneverdze et de la chaîne des Rosses sur le versant de Barberine. Les pentes inférieures du Fer à Cheval et du Fond de la Combe de Sixt en sont également une belle illustration.

DOGGER *(Bajocien — Bathonien)*.

1. Généralités. — 2. Composition chimique.

1. *Généralités.*

Le Bajocien et le Bathonien, qu'il est impossible de séparer, se présentent dans la région qui nous occupe sous forme de *Calcaires gréseux*, lités, gris à la cassure, brunâtres en surface.

[1] *Recherches géologiques*, etc., T. II, p. 256.

Les rares fossiles qu'ils m'ont fournis sont :

Trochus Sauvagei Cossmann, plusieurs exemplaires provenant du Point (2482^{m}), au S.W. du col de Tenneverdze (Carte géol. chaîne Tour Salière-Pic de Tanneverge).

Un fragment de *Lytoceras* bien reconnaissable à sa cloison, mais spécifiquement indéterminable.

Belemnites canaliculatus Schl., de l'arête N.E. du Buet.

Coupe n° 50. *Sommet du Buet* (cabane Pictet). — Calcite dominante, grains détritiques dans un ciment calcaire avec des plages circulaires paraissant provenir d'organismes. Quartz rare.

Coupe n° 58. *Versant méridional du Buet.* — Calcite détritique dans un ciment calcaire. Quartz plus fréquent que dans la coupe précédente. Pyrite cubique, Pyrite en grains.

Sous le *glacier des Fonds* (Ruan, versant S.), j'ai trouvé un *calcaire gréseux à chailles* que je n'ai retrouvé nulle part ailleurs. C'est probablement une modification locale du facies habituel et non pas, comme je l'avais admis en 1904, un niveau supérieur.

RÉPARTITION ET ROLE OROGRAPHIQUE

Les calcaires du Dogger, en bancs de 20 à 30 cm., séparent deux niveaux schisteux : le Lias supérieur de l'Oxfordien. Ils dessinent donc toujours, dans les séries normales, un abrupt surplombant les pentes herbeuses du lias supérieur et supportant le replat de schistes oxfordiens.

Grâce à des plissements intenses, le Dogger forme l'ossature de la *chaîne Buet-Feniva.*

2. *Composition chimique.*

1. Dogger à *Trochus Sauvagei :*

H^2O	= 0,24
$Fe^2O^3 + Al^2O^3$	= 0,47
MgO	= 0,15
Co^3Ca	= 92,15
Insoluble	= 7,49
	100,50

2. Dogger à chailles :

$Fe^2O^3 + Al^2O^3$	= 0,81
MgO	= 0,20
CO^3Ca	= 83,80
Insoluble	= 16,07
	100,88

L'augmentation de la teneur en « Insoluble » dans le n° 2, provient de la présence des chailles.

Callovien.

Dans les lignes qui suivent, j'adopterai pour les étages *Callovien* et *Oxfordien* les limites établies par M. Haug dans son « Traité de Géologie », à savoir, de haut en bas :

Oxfordien
3. Zone à Cardioceras cordatum.
2. » à Quenstedticeras Mariæ.
1. » à Quenstedticeras Lamberti et Peltoceras athleta.

Callovien
2. Zone à Reineckia anceps.
1. « à Macrocephalites macrocephalus.

L'Oxfordien débute ainsi avec l'apparition des genres *Quenstedticeras et Peltoceras.*

Dans les Hautes Alpes calcaires, entre le Rhône et l'Arve, je n'ai jamais trouvé de fossiles du Callovien, malgré de patientes recherches. Cependant Maillard[1] cite dans les schistes jaunâtres du *Col d'Anterne* les espèces suivantes :

Rhacophyllites tortisulcatus	1	exemplaire.
Peltoceras arduennense	4	»
Reineckia anceps	1	»
Stephanoceras coronatum	1	»
Harpoceras punctatum	1	»
Cosmoceras Duncani	1	»
Perisphinctes Doublieri	1	»
Belemnites hastatus	10	»
Belemnites calloviensis	2	»

[1] Bull. Carte géol. France, n° 22, p. 32.

Or, parmi ces fossiles *Reineckia anceps, Stephanoceras coronatum, Cosmoceras Duncani, Belemnites calloviensis* appartiennent au Callovien.

La base des *Schistes argileux*, jaunâtres à l'extérieur, gris à la cassure, que supportent les calcaires gréseux du Dogger, représenterait probablement le *Callovien*, généralement stérile. Cette supposition est également basée sur la présence, dans la nappe de Morcles, du Callovien à *Reineckia anceps*, signalé par Renevier[1].

Oxfordien.

1. Généralités. — 2. Répartition et rôle orographique. — 4. Le minerai de fer oolithique.

1. *Généralités.*

L'Oxfordien est représenté par des *Schistes argileux avec fossiles pyriteux*, un peu talqueux, jaunâtres à l'extérieur et gris à la cassure.

Ils m'ont fourni les fossiles suivants :

Epaule de la Tour Salière, près du point 2894[2].

Phylloceras tortisulcatum d'Orb.,	7	exemplaires.
Phylloceras Zygnodianum d'Orb.,	2	»
Hecticoceras Bonarelli de Lor.,	1	»
Hecticoceras punctatum Stahl.,	2	»
Harpoceras Rauracum de Lor.,	2	»

Col de Tenneverdze (2497^{m}).

Phylloceras tortisulcatum d'Orb.,	13	exemplaires.
Phylloceras Zygnodianum d'Orb.,	3	»
Perisphinctes Bernensis de Lor.,	2	»
Oppelia sp. ind. Collet,	1	»
Oppelia glabra Collet,	1	»
Peltoceras Eugenii Raspail,	1	»
Peltoceras annulare Rein.,	1	»

[1] *Monographie des Hautes Alpes vaudoises*, Mat. Carte géol. Suisse, XVI^{e} liv., 1890, p. 218.

[2] Carte géol. Chaine Tour Salière-Pic de Tanneverge.

Harpoceras aff. Hersilia d'Orb.,	1 exemplaire.
Hecticoceras svevum Bonar..	1 »
Hecticoceras aff. Bonarelli de Lor.,	1
Hecticoceras Chatillonnense de Lor.,	1
Hecticoceras Delmontanum var. Oppel,	1
Cardioceras cordatum Sow.,	1
Cardioceras aff. Goliathum d'Orb.,	1 »

1re vire d'Oxfordien du Pic de Tenneverdze, versant de Sixt.

Phylloceras tortisulcatum d'Orb.,	3 exemplaires.
Perisphinctes Bernensis de Lor.,	1 »
Peltoceras Eugenii Raspail,	2 »
Peltoceras annulare Rein.,	3 »
Hecticoceras Rossiense Teys.,	2
Hecticoceras aff. Delmontanum Oppel,	2
Cardioceras cordatum var. C. de Lor. = *Quenstedticeras Mariæ* d'Orb.,	3 »

Sous la Pointe des Rosses, versant suisse.

Peltoceras Eugenii Raspail,	1 exemplaire.
Phylloceras antecedens Pomp.,	1 »

Combe entre le Buet et le Grenairon.

Phylloceras tortisulcatum d'Orb.,	5 exemplaires.
Phylloceras antecedens Pomp.,	1 »
Perisphinctes Bernensis de Lor.,	1 »
Hecticoceras nodosum Bonar..	1 »
Quenstedticeras Mariæ d'Orb.,	1 »

Tête Noire, versant N. du Grenairon (2139m).

Phylloceras tortisulcatum d'Orb.,	7 exemplaires.
Peltoceras annulare Rein.,	7 »
Quenstedticeras Mariæ d'Orb.,	2 »
Hecticoceras svevum Bonar.,	2 »
Quenstedticeras Mariæ d'Orb., var.,	1 »
Perisphinctes Bernensis de Lor.,	1 »
Hecticoceras aff. nodosum Bonar.,	1 »

Hecticoceras punctatum Ziet.,	1 exemplaire.
Hecticoceras rossiense Teys.,	1 »
Hecticoceras cracoviense Neum.,	1 »
Hecticoceras aff. Delmontanum Oppel,	1 »
Oppelia aff. Holbeini Oppel,	2 »
Belemnites hastatus Blain.	

Au-dessus des chalets de Borée.

Cardioceras cordatum Sow.,	1 exemplaire.

Au-dessus des chalets d'Anterne.

Hecticoceras Delmontanum Oppel,	1 exemplaire.
Phylloceras antecedens Pomp.,	1 »
Phylloceras ptychoicum Quenst.,	1 »

Les espèces ci-dessus nous indiquent donc la présence, dans les Hautes Alpes calcaires, entre le Rhône et l'Arve, des zones à *Quenstedticeras Mariæ* et à *Cardioceras cordatum*.

La présence de formes boréales (10 échantillons), comme les *Quenstedticeras* et les *Cardioceras*, dans une faune méditerranéenne (44 *Phylloceras*) est intéressante et indique une communication entre les mers froides et les mers chaudes.

2. *Répartition et rôle orographique.*

Le facies argileux de l'Oxfordien est très constant; nous le trouvons encore, bien en dehors des limites de notre région, dans les hautes chaînes calcaires de la rive droite du Rhône[1] ainsi que dans la « Zone des Cols » des Préalpes Romandes. M. Haug[2] l'a suivi également sur le versant S.E. de la chaîne des Aravis et dans le synclinal du Col de Voza.

Dans la partie septentrionale du Jura bernois[3], on rencontre le même facies de l'Oxfordien avec des cristaux de Gypse et des fragments de lignite.

Les schistes oxfordiens ont une grande importance au point de vue orogra-

[1] Renevier, *Hautes Alpes Vaudoises*, Mat. Carte géol. Suisse, XVI^me liv., p. 218.

[2] Bul. Carte géol. de France, n° 47, p. 16.

[3] F. Koby, *Notice stratigraphique sur l'Oxfordien dans la partie septentrionale du Jura bernois*, Mém. Soc. paléont. suisse, vol. 26, 1899.

phique. Dans les régions basses, comme sur le versant méridional des Aravis et des Fiz, ils forment des paliers couverts de prairies humides. Dans les régions élevées, ils forment des vires qui permettent toujours de traverser, plus ou moins facilement, les chaînes dans le sens longitudinal. C'est ainsi que la vire d'Oxfordien de la série basale du Pic de Tenneverdze permet d'arriver, du *Fond de la Combe* du Giffre, au pâturage de Tenneverdze, et de là, par le Col du même nom, toujours sur l'Oxfordien, sur le versant suisse de la chaîne. Une vire semblable, utilisée seulement par les chasseurs de chamois en raison des difficultés qu'elle présente, permet de se rendre du pâturage de Tenneverdze à la cascade de *Tré la Chaume*, en pleine paroi du Fer à Cheval, d'où l'on atteint la *Tête Noire*, après avoir traversé l'abrupt de Dogger chevauchant, grâce au lit de la cascade. Le passage qui, des chalets de *Commune* sur le versant N. du Grenairon, permet de traverser la chaîne Feniva-Buet par le *Bas des Cavalles*, est également en grande partie sur les schistes oxfordiens. Ces derniers forment, sur la rive droite du Haut-Giffre, une ligne de pâturages qui, de *Nambride*, s'étend jusqu'aux chalets de *Borée*, en passant par les *Granges de la Joux*. Le *Col d'Anterne* est également dans la même formation.

Plusieurs sources sortent sur les schistes oxfordiens, qui jouent le rôle de niveau imperméable. La plus belle, qui tarit en hiver, est « le Fontanil », au Nord de Nambride dessous.

3. *Le minerai de fer oolithique* (Chamosite).

On rencontre à la *Joux* et au-dessus des *Chalets de Borée* un minerai de fer oolithique qui fut exploité anciennement. Albanis Beaumont dans une brochure intitulée : « Fonderie et exploitation des mines de fer de la vallée de Sixt » donne, des mines de la Joux et de Borée, la description suivante : « leur gangue varie, quelquefois elle est calcaire et d'autres fois argileuse. On aperçoit, avec une loupe et même à la simple vue, les parties ferrugineuses qu'elles renferment, sous la forme de tête d'épingle très rapprochées les unes des autres, et d'une couleur brune foncée. »

J'ai essayé, mais en vain, de déterminer la position stratigraphique exacte de ce minerai. Renevier[1] trouva dans le même minerai, à *Chamosentze*, sur la rive droite du Rhône, *Belemnites calloviensis* et *Reineckia anceps*. Ces fossiles indiqueraient donc que ce minerai est d'âge callovien sur la rive droite du Rhône. Il serait téméraire, je crois, d'en conclure que celui de notre région est également callovien. En effet, dans certains cas, on peut suivre dans les schistes l'enrichissement gra-

[1] Matériaux Carte géol. Suisse, 16e liv., 1890, p. 211.

duel en oolithes ferrugineuses, dans d'autres les oolithes occupent surtout de petits bancs calcaires interstratifiés dans les schistes. Ce *facies oolithique* peut s'être développé aussi bien dans les Schistes oxfordiens que dans les Schistes calloviens. Les plissements intenses qui ont affecté la zone d'Oxfordien de Borée empêchent de faire une coupe stratigraphique détaillée.

M. le professeur Cayeux, de l'Ecole des Mines de Paris, a bien voulu examiner quelques coupes du minerai de Borée. Je transcris donc ici les savantes diagnoses de cette autorité en questions de sédimentation.

Coupe n° 113. *Calcaire.*

Calcaire renfermant des oolithes en Chamosite avec nombreux débris de Calcite largement cristallisée, et le plus souvent d'une seule orientation optique. Ces matériaux dérivent de fragments d'Echinodermes ainsi qu'en témoignent plusieurs vestiges de réseau cellulaire.

Des oolithes pourvues ou non d'une structure concentrique très fine sont comme saupoudrées de Pyrite secondaire; plusieurs sont fragmentaires et quelques-unes sont envahies par de la Limonite, répartie ou non en zones concentriques. Quelques individus sont étirés.

Coupe n° 111. *Chamosite oolithique.*

Roche essentiellement composée d'oolithes, en Chamosite, tellement nombreuses qu'elles sont souvent contiguës et même moulées les unes contre les autres ou étirées. Les formes composées sont fréquentes. De rares individus ont un nucléus calcaire. La Pyrite pulvérulente est représentée dans presque tous les éléments.

Les plaques d'Echinodermes, moins nombreuses que dans la préparation précédente, sont rarement envahies par la Chamosite.

Le *ciment* est formé de Sidérose cristallisée en menus grains et en rhomboèdres, les uns et les autres plus ou moins transformés en Limonite, intimement associés ou non à de la Chamosite ou noyés dans une gangue calcaire. La Sidérose grenue ou rhomboédrique du ciment empiète souvent sur les oolithes.

Un seul morceau d'Echinoderme, servant de nucléus à une oolithe, est complètement transformé en Chamosite, tout en conservant des traces de structure réticulée.

Coupe R $\frac{16}{31}$.

Roche très complexe renfermant :

1° Des oolithes de taille variable en Chamosite pour la plupart dont quelques-unes contiennent un peu de fer carbonaté hématisé. Presque toutes sont faiblement pyriteuses. Un grand nombre sont déformées et quelques-unes sont composées.

2° Des fragments d'Echinodermes, mesurant plusieurs millimètres de diamètre et formant au moins le quart de la roche. Les uns sont en Calcite d'une même orientation optique, les autres ont une partie de leur réseau épigénisé par de l'Hématite brune, et rarement par de la Chamosite.

3° Un ciment qui se résout en un mélange de Chamosite et de rhomboèdres ou grains de Calcite auxquels s'ajoute de la Sidérose grenue plus ou moins altérée et transformée en Hématite brune. Un volumineux élément de Chamosite indifférenciée, mesurant plus d'un demi-centimètre de diamètre résulte vraisemblablement de l'épigénie d'une plage calcaire.

4° De la Calcite secondaire assez fréquente, injectant notablement plusieurs oolithes en Chamosite.

Lusitanien (Haug).

Sur les Schistes jaunes oxfordiens on trouve à l'épaule de la Tour Salière, au pied même de la Tour, des calcaires noirs schisteux où j'ai trouvé les fossiles suivants :

Perisphinctes effrenatus Font.

Perisphinctes voisin de *Ammonites sp. ind.* E. Favre (zone à Am. acanthicus p. 41) et de *Perisphinctes subdolus* Font.

Au Col de Tenneverdze, on rencontre, sur les schistes oxfordiens, un *Calcaire gris schisteux* avec de nombreuses veines de Calcite, dans lequel j'ai trouvé un *Perisphinctes* voisin de *P. effrenatus* Font.

Ce niveau serait l'équivalent de la zone à *Peltoceras transversarium* qui caractérise, d'après M. Haug, la base du Lusitanien.

Les chiffres ci-dessous donnent une idée de la composition chimique du *Lusitanien inférieur* de la Tour Salière.

H^2O	= 0,15
$Fe^2O^3 + Al^2O^3$	= 2,10
MgO	= 0,68
CO^3Ca	= 92,80
Insoluble	= 4,35
	100,08

Comme nous le verrons plus loin, ce calcaire est moins riche en CO^3Ca (92,80 °/₀ contre 98 °/₀) que le Malm sus-jacent.

Malm (Jurassique supérieur auct.).
Oolithique moyen et supérieur (Haug).

1. Généralités. — 2. Mode de formation. — 3. Composition chimique. — 4. Répartition et rôle orographique.

1. *Généralités.*

Les étages Lusitanien (pro parte), Kimeridgien et Portlandien ne sont pas différenciés dans les Hautes Alpes calcaires de notre région. Ils sont représentés par de grandes parois, atteignant jusqu'à 300^{m} de hauteur, de calcaires compacts, gris-blancs, connus sous le nom de *Malm*.

Les caractères lithologiques, très constants, de cette formation sont les suivants : Calcaires lités en gros bancs de un à plusieurs mètres d'épaisseur, gris-blancs à l'extérieur, noirs à la cassure. Cette dernière est conchoïdale ou esquilleuse. Leur stratification, bien apparente, empêche de les confondre à distance avec l'Urgonien.

Les fossiles y sont très rares et ce n'est qu'après de longues recherches que j'ai trouvé dans le *Malm du sommet de la Tour Salière :*

Haploceras elimatum Oppel = *Haploceras Erato* d'Orb. M. le Prof. H. Schardt a eu, d'autre part, l'amabilité de me communiquer une Ammonite trouvée à l'altitude de 3125^{m} *dans le Malm de la Tour Salière* et que j'ai déterminée comme :

Perisphinctes Basilicæ E. Favre = *P. unicomptus* Font., d'après Siemiradski.

Sur l'arête du Pic de Tenneverdze, à environ 15 mètres du steinmann du sommet, j'ai rencontré des moules et empreintes de *Perisphinctes* et d'*Haploceras*, malheureusement indéterminables spécifiquement.

Sur l'arête du *Mont Ruan* on rencontre au-dessus des calcaires du Malm des couches plus marneuses, d'un gris jaunâtre à l'extérieur, dans lesquelles j'ai trouvé des fragments d'Ammonites indéterminables. Ce sont probablement les couches de passage à l'Infravalanginien.

L'examen microscopique de ces calcaires nous révèle leur :

2. *Mode de formation.*

Coupe n° 48. *Malm du Grenairon.*

Sous le microscope le Malm apparaît comme une mosaïque de Calcite, réalisant la forme cristalline (rhomboèdres). Les coquilles de *Foraminifères* sont remplacées par de la Calcite secondaire.

M. le Prof. L. Cayeux, de l'Ecole des Mines de Paris, avec qui j'ai étudié cette préparation, rapproche notre sédiment d'une Craie du bassin de Paris dont il a figuré une coupe (fig. 8, pl. IX) dans son célèbre volume « Contributions à l'étude micrographique des Terrains sédimentaires ».

Le Malm apparaît donc comme une vase à Foraminifères recristallisée. En effet, d'après M. Cayeux[1], la genèse du Carbonate de chaux, après le dépôt de la Craie, est démontré par les faits suivants : « C'est d'abord le développement *in situ* de rhomboèdres de calcite dans le ciment des craies et sur l'emplacement du test des Foraminifères; c'est surtout la formation abondante de calcite déterminée par la destruction sur place du test des Foraminifères ».

Les lecteurs, que cette question de la recristallisation d'une vase à foraminifères pourrait intéresser, trouveront dans le volume de M. Cayeux[2], au chapitre traitant de « la fragmentation des coquilles de Foraminifères par voie chimique et postérieurement à la sédimentation », une description très détaillée des différentes phases de ce phénomène.

3. *Composition chimique.*

L'analyse chimique nous montre le Malm comme étant un calcaire très pur; le facies pélagique s'est donc accentué depuis la base du Lusitanien, formé de calcaires dont la teneur en CO^3Ca n'est que de 92,8 %.

1. *Malm de la Tour Salière.*

H^2O	=	0.10
$Al^2O^3 + Fe^2O^3$	=	0,41
MgO	=	0,29
CO^3Ca	=	98,00
Insoluble	=	1,55
		100,35

[1] *Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires.* Mém. Soc. géol. du Nord, T. IV, 2, p. 467.

[2] *Ibid,* p. 250.

2. *Malm du Pic de Tenneverdze.*

H^2O	=	0,10
$Al^2O^3 + Fe^2O^3$	=	0,36
MgO	=	0,66
CO^3Ca	=	97,90
Insoluble	=	1,06
		100,08

Remarque. — La faible teneur en MgO (0,29 et 0,66 %) de ces calcaires *prouve que leur recristallisation est postérieure à la sédimentation,* c'est-à-dire qu'elle embrasse une période de temps comprise entre son dépôt et l'époque actuelle. En effet, si ce phénomène s'était produit *pendant* la sédimentation, nous devrions trouver une teneur en MgO beaucoup plus forte, car le CO^3Ca aurait été dissout par l'action de l'eau de mer, ce qui augmenterait la teneur en CO^3Mg, ce dernier sel étant moins soluble.

La fragmentation des coquilles de Foraminifères est due à une action chimique postérieure à la sédimentation. L'analyse chimique confirme donc les études microscopiques de M. Cayeux.

4. *Répartition et rôle orographique.*

Le Malm joue un rôle très important dans la chaîne *Tour Salière-Pic de Tenneverdze* où, grâce à un empilement de plis couchés, il forme une succession de parois grises séparées par de petits replats d'Infravalangien, comme c'est surtout le cas sur le versant français de la chaîne *Ruan-Pic de Tenneverdze.* Dans les séries normales, comme celle de base de la *Pointe de Sambet,* il forme un abrupt, qui peut atteindre jusqu'à 300m, surplombant le replat de schistes oxfordiens. Il supporte à son tour un nouveau replat, souvent occupé par des pâturages, formé par les schistes noirs de l'Infravalangien.

Au *Grenairon,* le Malm forme, dans la partie supérieure, un synclinal couché qui se traduit, dans la topographie, par deux parois séparées par un replat de schistes infravalangiens.

Sur le versant méridional de la *Chaîne des Fiz,* le Malm apparaît comme une énorme barre rocheuse supportant une zone de pâturages sur laquelle se trouvent les *chalets de Varan et de Véron.*

Les célèbres plis des *Faucilles de Chantet,* sur la rive gauche du torrent des Fonds et de la cascade *d'Arpenaz,* sur la rive droite de l'Arve, sont dans le Malm.

C'est également le Malm qui, dans la paroi E. de la *Tour Salière,* dessine ce splendide anticlinal couché, digitté, visible des chalets de Salanfe.

La grande paroi du sommet de la *Pointe de Sambet* appartient à la même formation.

SYSTÈME CRÉTACÉ

Valanginien.

1. Généralités. — 2. Schistes marneux noirs à Thurmannia Boissieri. — 3. Calcaires gris.

1. *Généralités.*

MM. Favre et Schardt[1], en 1887, divisèrent le Néocomien des *Dents du Midi* en :

1° Schistes néocomiens inférieurs.
2° Calcaire néocomien gris.
3° Néocomien à *Toxaster complanatus.*

Les deux premiers termes de cette série, compris entre le Malm et les couches à *Toxaster complanatus,* représentant, pour ces auteurs, le *Valanginien.*

Plus tard, en 1890, Renevier[2], dans sa « Monographie géologique des Hautes Alpes vaudoises », fit rentrer les Schistes noirs de la base du Néocomien dans le Valangien. Les calcaires gris et les couches à *Toxaster complanatus* étaient attribués à l'Hauterivien.

Ayant eu la bonne fortune, dans ma campagne de 1908[3], de trouver quelques

[1] *Description géologique des préalpes du canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse, et de la chaine des Dents du Midi,* Mat. Carte géol. suisse, XXII[e] liv., 1887, p. 561.

[2] Mat. Carte géol. suisse, XVI[e] liv., 1890.

[3] *Sur la présence de l'Infravalangien à Hoplites Boissieri dans le massif des Dents du Midi-Pic de Tanneverge.* Archives des Sc. phys. et nat., t. XXVIII, 1909, p. 76.

ammonites dans les Schistes néocomiens inférieurs du *col de Sagerou*, comme MM. Favre et Schardt, je distingue deux niveaux dans le Valanginien haut alpin, à savoir, de bas en haut :

1° Schistes marneux noirs à *Thurmannia Boissieri* Pict. (Infravalanginien de M. Kilian).

2° Calcaires gris ou Calcaires valanginiens.

2. *Schistes marneux noirs. Zone à Thurmannia Boissieri Pict.*

La base de l'étage Valanginien est formée par des *schistes marneux noirs* légèrement satinés.

Au *Col de Sagerou* (2413[m]), j'ai récolté :

Hoplites Calisto d'Orb., var. *Kaffae* Rouss. in Retowsky[1].

Hoplites (Thurmannia) Boissieri Pict.

Alphonse Favre[2] a cité, dans les Schistes noirs du Sagerou, ou mieux, de la « Tête de Peruaz » :

Ammonites Parkinsoni.
Belemnites hastatus.
Lucina Bellona.

Il fut ainsi amené à considérer cette formation comme appartenant au Callovien. Il est à remarquer, toutefois, que Favre dit en note inframarginale, à propos de son Ammonites Parkinsoni : « M. Oppel croit que ces ammonites se rapprochent de *A. planulati* du terrain jurassique supérieur, voisin du Kiméridgien. » Or, dans la collection Alphonse Favre du Muséum d'Histoire naturelle de Genève, j'ai trouvé dans A $\frac{12}{34}$ plusieurs fragments d'ammonites déterminées comme *Ammonites Richteri*, provenant du Sagerou. Ces fossiles furent déterminés à nouveau par M. Ernest Favre, comme le prouve une étiquette de sa main. J'ai revu ces fossiles et ai trouvé un fragment d'*Hoplites (Thurmannia) Boissieri* Pict. et plusieurs fragmenfs d'*Hoplites Calisto* d'Orb. var. se rapprochant de certaines espèces figurées par M. Retowsky.

Le gisement de la « Tête de Peruaz » signalé par Alphonse Favre et que

[1] *Die thierischen Ablagerungen von Theodosia*, Bull. Soc. Imp. des Naturalistes de Moscou, 1893, N[os] 2 et 3.

[2] *Recherches géologiques*, t. II, p. 274.

Maillard [1] n'avait pu retrouver, se trouve, à ce que m'a affirmé mon porteur, Pierre-Marie Moccand, de Nambride-dessous, sur les premiers monticules que l'on rencontre en se rendant des *chalets de Vogealle* au *Col de Sagerou*. J'y ai, du reste, également trouvé des fragments d'ammonites.

Sur la face méridionale des Fiz, déjà, les Schistes passent à des Calcaires marneux qui sont exploités, près de la cascade d'*Arpenaz*, pour la fabrication de la chaux hydraulique.

Répartition et rôle orographique.

Comme les Schistes oxfordiens, les Schistes infravalanginiens sont un niveau aquifère. Ils forment dans la topographie des cols, comme ceux de Cluzanfe et du Sagerou, ou des replats souvent couverts de pâturages.

On peut suivre continuellement cette formation depuis le Col de Sagerou jusque près de Sixt, en passant par le lac de Vogealle et les pâturages qui se trouvent sous la paroi terminale de la Pointe de Sambet. Ces schistes permettent également, grâce au replat qu'ils forment, de se rendre de l'alpe d'*Anterne* aux *chalets de Salles*, en traversant l'arête N. de la Pointe de Salles.

Sur le versant S. et W. des Fiz, nous trouvons la zone de pâturages de *Varan* et de *Véron*.

Dans l'extrémité E. des *Dents Blanches* de Champéry, les Schistes infravalanginiens jouent un rôle primordial. En effet, ce sont eux qui forment, par leurs replis, l'ossature de la *Dent de Barmaz* [2] (sommet 2764, sans nom sur la carte Siegfried), ainsi que la partie supérieure de la *Dent de Bonaveau*. La partie occidentale du vallon de *Cluzanfe* est entièrement creusée dans ces Schistes.

Dans les *Dents du Midi*, les Schistes infravalanginiens forment l'arête de la *Chaux d'Anthémoz*, ainsi que la base de la *Haute Cime* et le *Col de Cluzanfe*.

Dans la chaîne *Tour Salière-Ruan-Pic de Tenneverdze*, les schistes forment d'étroits paliers entre les parois de Malm, ou soulignent comme au Ruan, grâce à leur couleur qui tranche avec le gris du Malm, les replis du Jurassique.

[1] *Alpes de Sixt, de Samoëns et vallée de l'Arve*, Bull. Carte géol. France, N° 22, p. 26.

[2] La carte Siegfried indique sous le nom de *Dent de Barmaz* le point 2393 au S. de Barmaz, ce qui est erroné, la Dent de Barmaz étant la plus haute des cimes des Dents Blanches, soit le point 2764.

Calcaires gris ou Calcaires valanginiens.

Ce second terme du Valanginien débute, au *Col de Sagerou* et à la base du chevauchement de la *Pointe Rousse* sur l'arête de la *Pointe de l'Avaudrue,* par des *Calcaires gris-noirs en plaquettes.*

Coupe n° 51. *Col de Sagerou.*

Sous le microscope cette roche apparaît comme un calcaire *pseudoolithique,* c'est-à-dire formé par un assemblage de galets roulés, ovoïdes, contenant des oolithes ainsi que de nombreux fragments roulés de Bryozoaires, d'Algues calcaires et d'Echinodermes.

Ce sédiment s'est formé, sans aucun doute, dans la zone littorale d'un récif. Malgré l'absence, dans cette coupe, de Foraminifères individualisés, je rapproche ce facies de celui de l'*Urgonien pseudoolithique* des Tines que nous étudierons plus loin. Ces calcaires sont probablement l'équivalent du « untere Valangienkalk » que M. Arnold Heim[1] a décrit dans la partie W. du Säntis.

Les calcaires gris-noirs en plaquettes supportent une assise puissante de *Calcaires spathiques gris* à l'extérieur, plus foncés à la cassure, souvent échinodermiques, formant une succession de lits peu épais. MM. Favre et Schardt[2] citent, dans cette formation, des fragments de tiges et d'articles de Crinoïdes appartenant probablement à *Millericrinus valangiensis* de Lor. Ce sont ces calcaires qui firent penser à Alphonse Favre que le Jurassique supérieur formait les Dents du Midi.

Répartition et rôle orographique.

Les calcaires valanginiens sont surtout bien développés dans la chaîne des *Dents du Midi-Dents Blanches-Foilly-Tuet* et dans la chaîne *Avaudrue-Criou,* soit entre le Rhône et le Giffre.

Entre le Giffre et l'Arve, comme l'ont fait remarquer MM. Haug et Ritter, cette formation n'est plus individualisée comme on peut fort bien s'en rendre compte en montant de *Bellegarde* à *Colonnaz,* sur la rive droite de l'Arve. M. Ritter[3] y a

[1] Albert Heim, *Das Säntisgebirge,* Beit. zur geol. Karte der Schweiz, neue Folge, XVI. Lief., 1905, p. 358.

[2] Mat. Carte géol. Suisse, XXII[e] liv., 1887, p. 562.

[3] Bull. Carte géol. France, n° 60, p. 107.

noté la série suivante : « On trouve à la base des calcaires, en bancs mal lités, de 20 à 30 cm. d'épaisseur. De près, ce sont des calcaires noirs, extrêmement compacts et spathiques. Il y a une alternance continue entre ces bancs et d'autres formés par des calcaires plus marneux et plus délitables; chaque facies forme des horizons de 1 à 2 mètres d'épaisseur. Au-dessus l'on passe à des calcaires gris-bleus, qui rappellent ceux du Bathonien, mais qui sont dépourvus d'intercalations schisteuses. Le facies de la base reparaît ensuite; puis l'on traverse 20 mètres de bancs spathiques et peu épais avec rares *Toxaster complanatus* ».

M. Ritter fait rentrer, à tort je crois, tout ce complexe dans l'Hauterivien, son Valanginien ne comprenant que les Schistes marneux noirs. Il serait cependant téméraire de vouloir fixer dans un pareil complexe la limite exacte entre le Valanginien et l'Hauterivien.

Dans la topographie, les Calcaires valanginiens forment la base de grandes parois dues surtout aux Calcaires bruns de l'Hauterivien.

Hauterivien.

1. Généralités. — 2. Répartition.

1. *Généralités.*

Les calcaires gris valanginiens supportent des *calcaires grenus* colorés en brun, d'où le nom de *Néocomien brun,* donné par Renevier. Ces calcaires se présentent en bancs de 15-20 centimètres d'épaisseur, souvent séparés par des feuillets marneux. Le fossile le plus abondant est : *Toxaster complanatus* Ag.

MM. Favre et Schardt ont rencontré les fossiles suivants :

Dents de Picnodus.
Hinnites Renevieri Pict. et Camp.
Ostrea rectangularis Rœm.
» *tuberculifera* Koch et Dunk.
Millericrinus valangiensis de Lor.
Spongiaires.
Etoiles de mer du groupe des *ophiures.*

Coupe n° 62. *Hauterivien de Salvadon.*

Calcite dominante, en grains à contours clastiques. Dimensions variant de 0,5^{mm} à 1^{mm}, c'est-à-dire supérieures à celles des grains de Quartz. La plus grande partie est recristallisée et porte des traces d'un dynamométamorphisme intense. La Glauconie est fréquente, se présentant sous forme de grains arrondis, de grains mélangés de calcite (glauconie pigmentaire), et de grains allongés quelques fois en chapelets remplissant les intervalles entre la Calcite. Quelques grains de phosphate.

Les calcaires hauteriviens rappellent beaucoup les calcaires grenus bruns de l'Aptien supérieur.

2. *Répartition.*

Les calcaires hauteriviens forment, avec les calcaires valanginiens, la base de l'abrupt, qui se continue dans les calcaires massifs de l'Urgonien. Ils ont une grande importance au point de vue orographique. Ce sont eux, en effet, qui forment la partie culminante de *Gagnerie*, ainsi que les sommets suivants des Dents du Midi : *Haute Cime* (3260^{m}), le *Doigt* (3212^{m}), l'*Eperon* (3116^{m}), la *Cathédrale* (3166^{m}) et la *Forteresse* (3166^{m}). Le contact entre l'Hauterivien et l'Urgonien est toujours très apparent, grâce à la différence de couleur de ces deux formations, comme on le voit fort bien à la *Dent Jaune.*

C'est l'Hauterivien qui forme également la partie supérieure de l'arête *Corne au Taureau-Tuet.* Nous le retrouvons également dans le pli couché du Clévieux, ainsi que dans les plis crétacés, entre l'Arve et le Giffre, où il souligne pour ainsi dire la paroi grise d'Urgonien.

Urgonien (Barrémien).

1. Généralités. — 2. Répartition et rôle orographique.

1. *Généralités.*

Les calcaires grenus hauteriviens supportent, dans les Hautes Alpes calcaires entre le Rhône et l'Arve, des *Calcaires massifs* à cassure grenue ou saccharoïde. D'une couleur gris-perle, ils réfléchissent fortement la lumière et contribuent ainsi

à donner une note gaie au paysage. Ils forment généralement des parois qui peuvent atteindre jusqu'à 300 mètres d'épaisseur. Ces calcaires zoogènes sont l'équivalent du *Barrémien* et sont généralement connus sous le nom d'*Urgonien*.

M. Haug cite dans ces calcaires les espèces suivantes :

Nerinea Renauxiana d'Orb.
» *Vogtiana* de Mort.
Requienia ammonia d'Orb.
Radiolites Blumenbachi Stud.

La *Requienia ammonia* est très fréquente et l'on en trouve de beaux échantillons dans la carrière ouverte dans le jambage méridional de l'anticlinal du Rocher de Cluses, un peu en aval de la station de *Balmes-Arâches*.

J'ai d'autre part trouvé dans l'Urgonien de l'*Aiguille de Varens* une :

Ostrea sinuata Leym.

L'Urgonien se présente sous deux aspects lithologiques différents :

1° comme un calcaire récifal recristallisé;
2° » » pseudoolithique.

La première de ces manières d'être semble être confinée aux chaînes externes tandis que la seconde prédomine dans les chaînes internes. Ces deux manières d'être me paraissent devoir être envisagées comme deux zones différentes d'une sédimentation récifale. La première, en effet, représenterait le faciès récifal par excellence; la seconde, la zone littorale du récif. L'examen microscopique de ces calcaires fait encore mieux ressortir ces différences.

Coupe n° 49. *Urgonien*. Versant S. de l'*anticlinal des Vergys* (chaînes externes de la Rive gauche de l'Arve).

Algues calcaires en grande quantité. Ciment fin avec débris de Calcite organique. Il paraît s'être fait par places une recristallisation aux dépens de certains organismes calcaires dissous.

Coupe n° 53. *Urgonien des Tines* en aval de Sixt.

Pseudoolithes formées par des fragments roulés d'organismes calcaires tels que : Bryozoaires et Echinides. Galets arrondis de vase calcaire, dont quelques-uns contiennent de vraies oolithes et des Miliolidés. Ciment de calcite cristallisée.

Cette coupe est à rapprocher des coupes de calcaires zoogènes du Barrémien

supérieur de la Charce, figurées à la planche XXXIV de « l'Album de microphotographies de roches sédimentaires » de M. Hovelacque[1]. De tels calcaires ont été qualifiés par cet auteur de : *Suboolithiques*. M. L. Cayeux a récemment appliqué aux débris d'organismes roulés, triturés, transformés en *ovoïdes* la dénomination de *fausses oolithes* ou *pseudoolithes* que je préfère à celle de M. Hovelacque.

Coupe n° 63. Même localité.

Dans cette coupe, la dissolution a attaqué les galets et la recristallisation s'est faite en partie à leurs dépens. On voit mieux que dans la coupe précédente le ciment cristallisé pénétrer à l'intérieur des galets, en sorte que certains d'entre eux ne possèdent parfois plus de contours tranchés. Un fragment d'Echinide est pour ainsi dire complètement recristallisé. Dans certains cas rares, il ne subsiste d'un organisme que ses contours.

Coupe N° 67. *Urgonien supérieur du Sommet de la Cime de l'Est ou Dent Noire,* 3180^{m} (Dents du Midi).

Galets plus petits que dans les coupes 53 et 63. Même transformation. Les plages de Calcite portent des traces d'un dynamométamorphisme intense.

2. *Distribution et rôle orographique.*

Le facies nettement récifal se rencontre dans l'anticlinal du *Rocher de Cluses,* sur la rive droite de l'Arve, ainsi que dans l'anticlinal couché de la *Grotte de la Balme.* Sur la rive droite du Giffre, ce facies se présente dans l'anticlinal de *Chantemerle,* dans la chaîne *Tuet-Corne au Taureau* et dans la *Pointe de l'Avaudrue.*

Dans les plis plus internes, comme l'anticlinal couché d'*Arâches,* les *Fiz* sur la rive droite de l'Arve, l'anticlinal couché de la *Pointe Rousse-Rochers de Criou* sur la rive droite du Giffre, l'Urgonien est pseudoolithique.

Dans l'escarpement N.-W. des Dents du Midi, MM. Favre et Schardt[2] signalent à la base de l'Urgonien, en contact avec le Néoconien, un niveau jaunâtre oolithique renfermant de nombreux piquants de *Cidaris clunifera* Ag.; la partie supérieure serait semblable à l'Urgonien du Jura. Comme je l'ai montré dans la descrip-

[1] Gauthier-Villars, Paris, 1900.
[2] Mat. Carte géol. de la Suisse, XXII^{e} liv., p. 563.

tion de la coupe N° 67, l'Urgonien supérieur qui forme le Sommet de la *Cime de l'Est* est pseudoolithique.

Par le fait de sa dureté, l'Urgonien joue un rôle primordial dans la constitution des chaines crétacées. Il se présente sous forme de parois blanches ou gris-perle qui se reconnaissent de loin, dominant une pente moins forte de calcaires hauteriviens bruns.

Dans les *Dents du Midi*, l'Urgonien forme paroi dans l'escarpement N.W. Dans la ligne de crête, il ne forme que deux sommets : la *Dent Jaune* (3187^{m}) et la *Cime de l'Est* ou *Dent Noire* (3180^{m}). Dans la première de ces sommités, l'Urgonien en synclinal a une épaisseur de 190^{m}, tandis que dans la seconde, où il est normal et très laminé, il n'atteint pas 20^{m}. L'Urgonien renversé des Dents du Midi se continue dans l'escarpement basal des Dents Blanches de Champéry.

L'Urgonien renversé forme également la base de la chaîne *Corne au Taureau-Tuet*. Dans la voûte de *Bostan* (partie W.), l'Urgonien est découpé comme un damier par un réseau de failles. Il forme le sommet de l'arête *Pointe Rousse-Rochers de Criou* et *Pointe Rousse-Pointe de Ressachat*. Dans la paroi S. de la *Pointe de l'Avaudrue*, l'Urgonien constitue la paroi basale, directement au-dessus des chalets de Salvadon.

Sur le versant occidental du Massif de *Platé*, l'Urgonien, semblable à un grand ruban gris, forme le sommet des arêtes. Sur le versant oriental, il forme la base de l'escarpement supérieur, supportant le reste du Crétacé et le Tertiaire. On le retrouve dans la paroi qui supporte le massif des Grands Vents, sur la rive droite de l'Arve. En amont de Cluses, il forme une grande voûte légèrement déjetée au N. et coupée au N. de la *Frasse* par une faille transversale.

Sur le versant N. de la *Croix de Fer* et de la *Pointe du Colloney*, l'Urgonien, en pente douce, affleure sur une grande surface limitée au N.W. par le vallon de *Flaine*. Cette surface forme un grand *lapié* qui a été étudié, ainsi que le désert de Platé, par M. E. Chaix[1].

[1] La topographie du Désert de Platé. *Le Globe*, t. XXXIV. Mémoires. 1895, Genève.

Aptien.

1. Généralités. — 2. Bedoulien. Calcaires à Orbitolina lenticularis. — 3. Gargasien. Brèches à gros éléments. — 4. Répartition et rôle orographique de l'Aptien.

1. *Généralités.*

Nous rencontrons dans l'Aptien deux niveaux qui, de bas en haut, sont représentés par :

1° *Des calcaires jaunâtres à Orbitolina lenticularis.*
2° *Des brèches à gros éléments.*

Renevier avait fait du niveau à *Orbitolina lenticularis* son étage Rhodanien. Bien que cette zone ne soit autre que la partie supérieure de la masse urgonienne, M. Ch. Jacob[1] en a fait récemment l'équivalent du *Bedoulien* des auteurs français.

L'*Aptien* de Renevier correspondrait alors vraisemblablement au *Gargasien*.

Reprenons chacun de ces niveaux séparément :

2. *Bedoulien. Calcaires à Orbitolina lenticularis.*

Le passage entre l'Urgonien et le Bedoulien, dans la région qui nous occupe, se fait, le plus souvent, insensiblement. On voit apparaître, petit à petit, dans les préparations microscopiques, des sections d'Orbitolines qui finissent par jouer un rôle primordial dans la constitution du sédiment.

En un seul point, au sommet 2706 des *Dents Blanches* de Champéry, j'ai trouvé l'Urgonien séparé du Bedoulien par des calcaires en plaquettes qui ne sont autres qu'une *lumachelle à petites rhynchonelles*. Dans l'orographie, cette couche forme col entre l'Urgonien et le Bedoulien à Orbitolines. Cette zone se continue quelque temps au N.E., sur le versant méridional de la chaîne.

[1] *Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines*. Grenoble, 1907, Allier frères, p. 290.

Coupe N° 55. *Bedoulien. Sommet de la Pointe de l'Araudrue.*

Mêmes caractères que l'Urgonien des Tines (Coupes N^{os} 53 et 63, p. 449). Nombreux Miliolidés. Quelques sections d'Orbitolines. Les galets sont plus petits que dans l'Urgonien des Tines.

Coupe N° 56. *Bedoulien. Même localité.*

Miliolidés roulés. Fragments roulés d'organismes tels que Bryozoaires, Echinides. Galets de vase contenant des Miliolidés. Quelques vraies oolithes. Quelques sections d'Orbitolines. Certains galets de vase sont entourés d'une auréole de Calcite; ils auront été ramenés en suspension dans l'eau par des mouvements de vagues, puis redéposés. La Calcite des coquilles est altérée, car ces dernières ne montrent plus la croix noire, ainsi que le font toutes les sections de coquilles de foraminifères non altérées.

3. *Gargasien. Brèches à gros éléments.*

Les calcaires à Orbitolines supportent généralement des *brèches* à gros éléments de calcaires sous-jacents.

Sous le Sommet de la *Pointe de l'Araudrue*, le Gargasien se présente sous forme de *Calcaires grenus bruns*, qui pourraient être pris pour des calcaires hauteriviens. Toutefois, si l'on compare une coupe mince de ces calcaires à une préparation de calcaires hauteriviens, on trouve des différences assez sensibles.

Coupe N° 64. *Gargasien. Sous le sommet de la Pointe de l'Araudrue.*

Grains de Quartz de 0,25^{mm} de diamètre max. Glauconie en grains, pas de Glauconie pigmentaire. Superposition de Glauconie et de Calcite indiquée par des lamelles hémitropes. La Calcite se présente sous forme de grains individualisés relativement rares et sous forme de grains à structure vaseuse qui forment la majorité. Le diamètre des éléments constituants est inférieur de moitié à ceux du calcaire hauterivien (Coupe N° 62, p. 448). D'autre part, le dynamométamorphisme est moins visible.

Quelques grains arrondis de phosphates. Quelques fragments de coquilles de Foraminifères. Fissures festonnées noires contenant de la matière organique et des points brillants de Pyrite.

Près des chalets de *Sur le Crêt*, au-dessus du lac de Flaine, j'ai trouvé, dans les brèches de l'Aptien, des moules de bivalves indéterminables. A l'E. des *Chavannes*, au-dessus de la Colonnaz, ces mêmes brèches contiennent de nombreux échantillons de :

Terebratula Dutempleana d'Orb.

M. Ch. Jacob[1] a attiré l'attention des géologues sur le fait que bien que l'Aptien existe dans le Vallon de *Bostan*, il manque totalement aux environs des chalets de *Criou*. Là, sur l'Urgonien, cet auteur a trouvé un véritable poudingue de blocs urgoniens cimentés par du grès vert qui représenterait la base de l'Albien. La lacune entre l'Urgonien et l'Albien témoigne de mouvements orogéniques et d'une érosion ayant précédé la zone à *Hoplites tardefurcatus* dont les dépôts sont transgressifs sur l'Urgonien corrodé.

4. *Répartition et rôle orographique de l'Aptien.*

Les Calcaires à Orbitolines sont plus nettement individualisés entre le Rhône et le Giffre qu'entre le Giffre et l'Arve. De loin, on les sépare facilement de l'Urgonien, grâce à leur teinte plus jaune. Dans les *Dents Blanches* de Champéry, ils forment l'arête très étroite qui relie le point (carte suisse) 2706 aux points 2730 et 2719. Ils forment également le sommet de la *Pointe de l'Avaudrue*. A l'W. du Signal de Bostan, ils forment de grandes surfaces lapiazées sur lesquelles on chemine plus aisément, les Orbitolines siliceuses étant en relief, que sur les lapiaz urgoniens.

M. Douxami[2] a signalé un niveau à Orbitolines et à Rudistes dans la partie supérieure de l'Urgonien, au *Col de Monthieux*, au *Col de Platé*, sous les chalets des *Esserts* et dans le vallon de *Salles*.

Les *brèches* du Gargasien forment généralement, dans l'orographie, la base d'une corniche qui sépare l'abrupt urgo-aptien des pentes sénoniennes. On les rencontre aux mêmes localités que les calcaires à Orbitolines et, de plus, dans tout le massif de Platé.

[1] *Partie moyenne des terrains crétacés*, etc., p. 229.

[2] *Revision de la Feuille d'Annecy. Massif de Platé*, Bul. N° 85 de la Carte géol. de France, Mars 1902.

ALBIEN (Gault).

1. Généralités. — 2. Mode de formation des grès de l'Albien. — 3. Répartition et rôle orographique.

1. *Généralités.*

L'Aptien supporte des *Grès noirs glauconieux* qui, dans les Hautes Alpes calcaires, représentent le *facies noir* de l'Albien.

M. Ch. Jacob[1] a divisé l'Albien, en se basant sur ses études dans les Alpes françaises, en quatre zones qui se répartissent comme suit, de bas en haut :

Zone à *Douvilleiceras nodosocostatum* d'Orb. et *Douv. Bigoureti* Seunes	III[2]
Zone à *Hoplites (Leymeriella) tardefurcatus* Leym.	IV
Zone à *Hoplites dentatus* Sow.	V
Sous-zone à *Mortoniceras Hugardianum* d'Orb.	VI a
Sous-zone à *Mortoniceras inflatum* Sow. et *Turrilites Bergeri* Brong.	VI b

Les fossiles trouvés dans le Gault appartiennent à la Zone IV à *Hoplites* (Leymeriella) *tardefurcatus* Leym. et à la Zone VI à *Mortoniceras inflatum* Sow.

La Zone V à *Hoplites dentatus* est vraisemblablement représentée par les grès stériles que l'on trouve très souvent entre la couche IV et la couche VI.

Sur le chemin de *Bellegarde* à *la Colonnaz,* j'ai trouvé les fossiles suivants :

Hoplites (Leymeriella) tardefurcatus Leym. de la Zone IV.
Desmoceras (Latidorsella) latidorsatum Mich. de la Zone VI.
Mortoniceras inflatum Sow. de la Zone VI.
Turrilites intermedius Pict. et Camp. de la Zone VI.

L'Albien près des *chalets des Esserts,* au-dessus du lac de Flaine, m'a fourni :

Dans la Zone IV : *Hoplites (Leymeriella) regularis* Brug.
Hoplites (Leymeriella) tardefurcatus Leym.

[1] *Partie moyenne des terrains crétacés,* etc., p. 18.

[2] Cette numérotation est celle de M. Jacob. Les zones I et II représentant l'Aptien (Bedoulien et Gargasien).

Dans la Zone VI : *Phylloceras Velledae* Mich.
Mortoniceras inflatum Sow.
Turrilites Bergeri Brong.
Discoidea sp. ind.
Rhynchonella Deluci Pict.
Terebrirostra alpina Pict.

Dans le vallon de *Bostan*, j'ai trouvé, dans la Zone VI :

Acanthoceras Brottianum d'Orb, 2 exemplaires.
Mortoniceras Candollianum Pict. et Roux, 1 exemplaire.

Dans la collection régionale du Muséum d'Histoire Naturelle de Genève, j'ai trouvé, provenant de la même localité :

Anisoceras Saussureanum Pictet et Roux.
Mortoniceras inflatum Sow.

Aux chalets de Salles, j'ai trouvé, dans la même zone :

Anisoceras Saussureanum Pict. et Roux, 1 exemplaire.
Hamites Raulinianum d'Orb., 1 exemplaire.
Desmoceras Beudanti Brong., 1 exemplaire.
Mortoniceras inflatum Sow., 4 exemplaires.

Dans ces deux dernières localités, la Zone IV existe, séparée de la Zone VI par des couches stériles, mais elle ne m'a pas fourni de fossiles déterminables.

2. *Mode de formation des grès de l'Albien.*

Coupe n° 59. *Albien n° 2 de la Pointe des Avaudrues* (2500 m. env.).

La Glauconie est le minéral de beaucoup le plus important dans cette préparation. Elle se présente sous forme de *grains* arrondis, de *moules glauconitiques* dans des loges de Miliolidés et de *pigment*. Les grains ont un diamètre maximum de 1 mm. Le Quartz est représenté par de nombreux grains d'un diamètre moyen de 0,1 à 0,2 mm. La Calcite est représentée par des grains cristallisés et par des grains à structure vaseuse formant ciment entre les grains de Glauconie et de Quartz. Dans certaines parties de la préparation, le ciment est phosphaté.

Les grès durs glauconieux de l'Albien sont l'équivalent des *sables verts*[1] des mers actuelles. Ils représentent donc un sédiment d'origine terrigène, formé sur la bordure du géosynclinal dauphinois. Les limites bathymétriques, entre lesquelles se forment aujourd'hui, sur le fond des mers, les sables verts, ne sont pas applicables à la formation des grès de l'Albien. En effet, les conditions physiques du milieu devaient être différentes de ce qu'elles sont de nos jours.

De la présence de grès durs glauconieux de l'Albien sur les brèches de l'Aptien nous pouvons déduire un approfondissement lent du bord septentrional du géosynclinal dauphinois. Nous aurons l'occasion, dans la suite, de suivre pour une même localité les changements que la continuation de cet approfondissement apportera dans la sédimentation.

3. *Répartition et rôle orographique.*

Les Hautes Alpes calcaires, entre le Rhône et l'Arve, renferment la plupart des gisements classiques de Gault alpin. Ces gisements, comme le montrent les listes de fossiles que je viens de donner, sont en grande partie épuisés en surface.

L'Albien affleure sur le versant Nord des *Dents du Midi*. Au pied Nord de l'anticlinal *Corne au Taureau-Tuet*, nous trouvons le célèbre gisement du Vallon de *Bostan*. A la *Pointe de l'Avaudrue*, sur le versant Sud, nous avons rencontré trois couches de cette formation. Sur le versant W. de la *Pointe Rousse* existent les célèbres gisements des *Chalets de Criou*.

Entre le Giffre et l'Arve, l'Albien existe toujours dans la série crétacée des *Fiz*, ainsi que dans celle du massif de *Platé*. Dans la première de ces localités, on trouve le classique gisement des *Chalets de Salles*, et, dans la seconde, celui de *Flaine*.

Dans les séries normales, l'Albien se traduit dans l'orographie sous forme d'un étroit palier entre l'Aptien et le Sénonien. De couleur noire, ce replat se distingue de très loin entre l'Urgo-Aptien gris et le Sénonien jaunâtre.

Cénomanien.

J'ai signalé[2], au commencement de cette année, la présence de Cénomanien fossilifère, sous forme de *Calcaires glauconieux*, sur la face Sud de la *Pointe des*

[1] L.-W. Collet. *Les Dépôts Marins*, E. S. Paris, Octave Doin, 1908, p. 50.

[2] L.-W. Collet. *Sur la présence du Cénomanien fossilifère dans les Alpes calcaires de la Haute-Savoie*, C. R. Acad. des Sc., 24 janv. 1910.

Avaudrues. En effet, à partir des chalets de *Salvadon,* jusqu'au sommet de cette montagne, on note la coupe suivante : une première série normale allant de l'Infra-valanginien au Crétacique supérieur, supportant une nouvelle série normale qui comprend : Aptien, Gault et Sénonien. Ce dernier terme forme, un peu au S.W. du sommet, un synclinal avec charnière visible tournée au Sud et supporte, sur le sommet même, une partie de tête anticlinale repliée dans laquelle apparaissent le Gault et l'Aptien (Gargasien et Bedoulien).

C'est au-dessus du deuxième affleurement de Gault de la coupe ci-dessus, à l'altitude d'environ 2500 mètres, qu'on voit le Cénomanien fossilifère. Cette couche, qui n'a pas $0^{m},50$ d'épaisseur, forme une *zone de transition* entre les grès noirs glauconieux à *Mortoniceras inflatum* Sow. et les calcaires sublithographiques gris-blanc du Sénonien.

Coupe N° 57.

Sous le microscope, le Cénomanien apparaît comme un calcaire à ciment vaseux extrêmement fin, contenant des coquilles de Foraminifères et des minéraux. Parmi les premiers, nous citerons tout d'abord les Orbulines, qui sont en plus grand nombre, puis les Globigérines, et enfin de rares Pulvinules. Les minéraux sont représentés par de la Glauconie en grains, de la Pyrite souvent décomposée et du Quartz. Ce dernier se rencontre parfois à l'état roulé ; son diamètre maximum ne dépasse pas $0^{mm},3$. Sous le microscope, on voit encore mieux que ce sédiment marque bien un terme de passage entre les grès noirs terrigènes de l'Albien, uniquement constitués par de la Glauconie et du Quartz, cimentés par de la Calcite et du phosphate, et les calcaires à facies pélagique du Sénonien, à ciment vaseux calcaire très fin, ne contenant que des Foraminifères.

On suit ainsi, dans cette région, l'approfondissement graduel du bord septentrional du géosynclinal dauphinois.

Ces calcaires glauconieux m'ont fourni les espèces suivantes :

Acanthoceras Mantelli Sow., 4 exemplaires.
Schlœnbachia varians Sow., variété renflée, 1 exemplaire.
» » » » plate, 3 »
Turrilites costatus Lam., 1 exemplaire.

Acanthoceras Mantelli se rencontre à la partie inférieure, qui représenterait alors la zone VII de M. Jacob.

Schlœnbachia varians, par contre, ne se rencontre que dans la partie supérieure, qui serait la zone VIII de M. Jacob.

Le même facies se retrouve en amont des *chalets de Bostan*, avec des fossiles malheureusement indéterminables. Cependant le Muséum d'Histoire Naturelle de Genève possède deux *Acanthoceras Mantelli* Sow., de la collection Pictet, provenant de cette localité.

Le Cénomanien à *Schlœnbachia varians* Sow. et à *Acanthoceras Mantelli* Sow. a été signalé par Renevier[1] à *Cheville*, dans la nappe de Morcles, sur la rive droite du Rhône.

MM. Favre et Schardt[2] ont indiqué, d'autre part, dans le Gault du versant septentrional des *Dents du Midi* la présence de *Schlœnbachia varians* Sow. et d'*Acanthoceras Mantelli* Sow., ce qui semblerait prouver l'existence du Cénomanien dans cette montagne.

Dans la *nappe des Diablerets*, le Crétacé moyen et supérieur manque totalement, comme l'a montré Renevier.

Dans la *chaîne des Fiz*, j'ai trouvé le Cénomanien fossilifère près des *chalets de Salles*, sous forme de grès siliceux avec Glauconie, d'une épaisseur d'environ 20 centimètres, recouvrant l'Albien à *Mortoniceras inflatum*. J'y ai trouvé les espèces suivantes :

Schlœnbachia varians Sow.,	1	exemplaire.
Acanthoceras Mantelli Sow..	7	»
Acanthoceras Genthoni? Brong.	1	»
Desmoceras (Puzosia) subplanulatum Schl.,	4	»
Turrilites Bergeri Brong.,	4	»
Hamites sp. *ind.*	2	»

A l'Est des chalets de Salles, nous trouvons entre ces couches et les calcaires du Sénonien une brèche, à cailloux sénoniens cimentés par du grès vert glauconieux, qui peut-être représente le Turonien. Ce curieux facies correspond probablement aux calcaires grumeleux qui se trouvent à la base du Sénonien dans la région du *lac de Flaine*. Ces brèches représentent, sans aucun doute, un sédiment remanié par un courant de fond. En effet, les cailloux de calcaires à Foraminifères ne peuvent provenir du Sénonien, puisque ce dernier dépôt est postérieur aux brèches. Après le dépôt du Cénomanien des couches à Foraminifères ont été formées, puis complètement remaniées par un courant de fond qui charriait des sables glauconieux.

Il serait intéressant de pouvoir raccorder le Cénomanien de notre région avec

[1] Matériaux Carte géol. Suisse, 16e liv., 1890, p. 350.
[2] Matériaux Carte géol. Suisse, 22e liv., 1887, p 564.

celui du Vercors. Malheureusement, le facies que nous avons trouvé aux chalets de Salles ne semble pas se poursuivre au S.W. En effet, M. Douxami a signalé au-dessus du *Col de Platé* et vers la *Tête Pelouze* des calcaires noirâtres ou grisâtres, en parfaite concordance avec le Gault, supportant les calcaires sublithographiques du Sénonien. J'ai moi-même trouvé, dans le cirque des *chalets de Barme Rousse,* au N.E. de l'Aiguille de Varens, des couches très riches en silice, situées entre l'Albien et les calcaires du Sénonien, qui représentent très vraisemblablement le Cénomanien.

Dans une publication récente, M. Arnold Heim[1] envisage le « Seewerkalk » du Kistenpass comme d'âge cénomanien, après avoir cité dans les « Turrilitenschichten oder Bergerischichten » des espèces comme : *Acanthoceras Mantelli* Sow. et *Schlænbachia varians* Sow., qui représentent les deux zones du Cénomanien. Le Seewerkalk me paraît devoir représenter le Turonien et le Sénonien. Les schistes à Turrilites représentent très probablement un *facies*, et non un étage ou un horizon. M. Arnold Heim reconnaît que, dans la partie Ouest du Säntis, les « Turrilitenschichten » contiennent des espèces albiennes, tandis qu'au Kistenpass, la faune qu'ils renferment est nettement cénomanienne. Il serait désirable qu'on abandonnât désormais des dénominations comme celle de « Turrilitenschichten oder Bergerischichten », qui prêtent à confusion. En effet, *Turrilites Bergeri* Bron. se rencontre dans l'Albien comme dans le Cénomanien : pourquoi donc caractériser des couches par un lytoceratidé qui n'est pas ce que l'on convient d'appeler un *leitfossil*?

Sénonien.

1. Généralités. — Répartition et rôle orographique.

1. *Généralités.*

Le Sénonien est représenté, dans les Hautes Alpes calcaires, par des *Calcaires sublithographiques* gris, bien lités. Le seul fossile qui ait été rencontré, à ma connaissance, dans le Sénonien de la région qui nous occupe, est un *Ananchytes* sp. ind. trouvé par M. le prof. Ch. Sarasin au *Col de Platé*. Si ces couches ne contien-

[1] Ueber die Stratigraphie der Autochtonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass, etc. Beit. z. geol. Karte d. Schweiz; neue Folge, 24 lief., 1910.

nent que rarement des espèces macroscopiques, elles renferment par contre, en abondance, des Foraminifères, comme le montrent des coupes minces.

Sous le microscope, les calcaires sénoniens apparaissent comme une *vase à Foraminifères*, sans minéraux clastiques. M. le prof. L. Cayeux, avec qui j'ai examiné une coupe de Sénonien de la colline de *Chante Merle* au-dessus de Samoëns, rapproche ces sédiments haut alpins de certaines Craies turoniennes du Bassin de Paris.

Il n'a pas été possible, jusqu'ici, d'établir des divisions stratigraphiques dans le Sénonien. Cependant, l'étude de quelques coupes microscopiques me conduit à attirer l'attention de mes confrères sur le fait que *les espèces de Foraminifères qui prédominent dans la partie inférieure ne sont pas les mêmes que celles qui abondent dans la partie supérieure.* Ainsi, dans le Sénonien inférieur de *Chante Merle*, rive droite du Giffre, et de la *Colonnaz*, rive droite de l'Arve, les Foraminifères prédominant de beaucoup sont les *Orbulina*. Par contre, dans le Sénonien supérieur de *Chante Merle* et de *Flaine* (Platé), nous trouvons que le genre *Globigerina* est de beaucoup le plus abondant. Il serait téméraire de déduire de ces quelques observations que le Sénonien inférieur est caractérisé par le genre *Orbulina*, qui prédomine déjà dans le Cénomanien de la Pointe de l'Avaudrue, et que le genre *Globigerina* s'épanouit au Sénonien supérieur. C'est un problème que je laisse à ceux qui viendront après moi.

L'épaisseur du Sénonien est très variable, avec un maximum de 60-80 mètres. Dans le vallon de *Bostan*, le Sénonien fait souvent défaut, et les brèches nummulitiques reposent tantôt sur le Gault, tantôt sur l'Aptien inférieur à Orbitolines. A quelques mètres de distance, sur l'*anticlinal de Bostan*, le Sénonien n'a pas 2 mètres d'épaisseur. Dans la série renversée de la Tour Salière, au-dessus des chalets d'*Emaney*, le Sénonien manque également. Cette lacune et ces variations d'épaisseur sont certainement dues à une érosion anténummulitique, car nulle part, dans la région de Bostan, nous ne trouvons de traces d'un rivage de la mer sénonienne. Si donc nous trouvons, sur le Sénonien de cette dernière région, des brèches à gros éléments de calcaires sous-jacents, nous pouvons être certains qu'elles sont en relation avec une transgression d'âge nummulitique.

2. *Répartition et rôle orographique.*

MM. Favre et Schardt[1] ont signalé la présence du Sénonien dans les Dents du Midi. D'après ces savants, une faible épaisseur de marne grise sépare le Gault de

[1] Matériaux Carte géol. de la Suisse, 22e liv., 1887, p, 568.

la Dent du Midi d'un massif de calcaire gris clair, épais de 6-8 mètres, auquel succède le terrain sidérolithique, suivi du Nummulitique. La marne tient lieu probablement de Cénomanien, tandis que le calcaire gris représente plus certainement le Sénonien ou calcaire de Seewen.

Dans la chaîne Dents Blanches-Corne au Taureau-Tuet, le Sénonien joue, au point de vue orographique, un rôle tout à fait secondaire. Dans la série renversée, il est très réduit, tandis qu'au Col de Bostan et sur le versant N. du point 2645, son épaisseur augmente considérablement. Au N.E. des chalets de Bostan, à la base de la paroi Corne au Taureau-Tuet, le Sénonien renversé est en grande partie recouvert par des éboulis, tandis qu'au S.W. des chalets, du côté du Tuet, il affleure directement au-dessus des éboulis qui, ici, masquent la base du Nummulitique.

Dans la Pointe de l'Avaudrue, le Sénonien, fort épais, a une grande importance. C'est lui qui, plissé en synclinal, forme la partie supérieure de cette sommité.

Dans la paroi Nord des Rochers de Criou, le Sénonien affleure dans la série basale normale.

Dans le Massif de Platé, le Sénonien, d'après M. Douxami[1], atteint jusqu'à 80 mètres d'épaisseur sous la *Tête à Gros Pierre* (point 2454). Les couches inférieures sont des calcaires gris noirâtres, très compacts, avec rognons de silex et de pyrite de fer, tandis que les couches supérieures sont plus claires. M. Douxami signale au-dessus du Col de Platé, aux environs de Salles, sous la Tête à l'Ane et vers la Pointe Pelouze, des calcaires noirâtres ou grisâtres qui appartiendraient encore à la Craie. Malgré l'absence de fossiles dans les couches inférieures, M. Douxami est porté à les envisager comme représentant le Cénomanien et le Turonien, étant donné l'absence de toute discordance.

Comme j'ai déjà eu l'occasion de le dire précédemment, le rôle orographique joué par le Sénonien est tout à fait secondaire. Il a pourtant une certaine importance; ainsi dans les séries normales, comme dans le Massif de Platé sur la rive droite de l'Arve, les calcaires bien lités de couleur gris-jaune forment une pente douce entre l'abrupt gris urgo-aptien et la petite paroi, grise également, des calcaires nummulitiques. Cette disposition est remarquablement visible de la gare de Balmes-Arâches, ainsi que dans la montée de Bellegarde au village de la Colonnaz. J'avouerai même que c'est grâce au rôle orographique qu'il joue dans les séries normales, que j'ai été amené à constater la présence du Sénonien, et par là d'un élément tectonique inconnu jusqu'alors, dans la paroi Nord des Rochers de Criou. Cette constatation, faite à distance du sommet de la colline de Chante Merle, se trouva confirmée par une coupe faite au marteau.

[1] *Revision de la feuille d'Annecy. Massif de Platé.* Bull. Carte géol. de France, n° 85.

Aux *Rochers de Gagnerie,* le Sénonien est représenté, comme l'ont fort bien montré MM. Favre et Schardt, par des Schistes calcaires rouges et verts qui se poursuivent jusque dans le Massif de la *Dent de Morcles.*

SYSTÈME EOGÈNE

Eocène.

Sidérolithique.

Cette formation est intercalée entre le Crétacé et le Nummulitique. On la rencontre dans la partie N.E. de notre région, soit au *Col de Bostan* et aux *Dents du Midi.* C'est dans la dernière de ces localités que le Sidérolithique est le mieux caractérisé. Il fut reconnu en 1853 par De la Harpe[1] aux alentours du *lac Célaire.*

MM. Favre et Schardt[2] ont relevé la coupe suivante sur l'arête entre *Châlin* et *Soix :* de bas en haut :

1. *Couche de grès dur,* jaune et roux, quelquefois argileux, entremêlé de gros fragments de calcaire urgonien. Cette substance pénètre sous forme de veines dans le calcaire urgonien qui affleure en son contact avec ses fossiles typiques; elle remplit aussi des poches assez spacieuses dans le calcaire urgonien : $0^m,50$.

2. *Poudingue* formé de gros cailloux roulés provenant évidemment du terrain urgonien : 4 m.

3. *Grès vert jaunâtre* ou *roux,* ferrugineux et sableux ou dur; parfois homogène et ayant l'aspect d'un bolus durci; il renferme des grains de fer pisolithiques et des grains de Quartz translucide : $1^m,30$.

4. *Poudingue calcaire* compact : 2 m.

5. *Grès jaune* et *marne ferrugineuse* (bolus) : $0^m,40$.

6. *Poudingue-brèche* à matériaux calcaires, usés ou anguleux, réunis par un ciment marneux verdâtre, sableux, plus ou moins calcaire au contact avec le lit précédent : 5 m.

[1] *De la formation sidérolithique dans les Alpes,* Bull. Soc. Vaud., 1854, IV, 232.
[2] Matériaux Carte géol. Suisse, 22e liv. 1887, p. 570.

7. *Marne sableuse jaune*, verdâtre ou rousse : 0m,40.

8. *Poudingue calcaire*, avec nodules calcaires et siliceux : 1m,20.

Au pied des *Dents blanches* de *Champéry*, le Sidérolithique repose tantôt sur le Crétacé supérieur, tantôt sur le Crétacé moyen. D'après M. Schardt[1], au pied de la *Dent d'Anthémoz*, le grès sidérolithique est en contact avec le Crétacé moyen, et au pied de la *Haute Cime* des Dents du Midi il touche à l'Urgonien très réduit.

Comme l'a fort bien dit M. Schardt, le Sidérolithique n'est rien autre qu'une « terra rossa » ou formation latéritique formée pendant la période d'émersion paléocène. Ce sont les calcaires du Sénonien, les grès glauconieux du Crétacé moyen et les calcaires urgoniens qui ont fourni les éléments de cette intéressante formation.

Le Fer et la Silice du Sidérolithique proviennent, sans aucun doute, en majeure partie de la désintégration des grès glauconieux.

Nummulitique (Priabonien).

Le Nummulitique des Hautes Alpes calcaires, entre le Rhône et l'Arve, appartient entièrement au *Priabonien*, comme l'a montré récemment M. Jean Boussac[2]. Son caractère transgressif explique la diversité de facies des couches de base.

Les coupes du Nummulitique sont particulièrement nettes dans le Massif de Platé, comme l'a indiqué M. Douxami[3]. Cet auteur distingue les niveaux suivants, de bas en haut :

1° Un *conglomérat* à cailloux calcaires et à silex empruntés au Sénonien et au Gault, bien visible dans la coupe de *Salles* à *Pointe Pelouze*, sous la *Tête à l'Ane*, des *Esserts* à *Pointe Pelouze*. M. Douxami pense, à tort je crois, que ce premier horizon correspond aux couches à *N. perforata* et à *N. Lucasana* de la Savoie, qui caractérisent le *Lutétien supérieur*.

2° A l'W. de la région précitée, le Nummulitique débute par des *schistes*

[1] *Coup d'œil sur la Géologie et la Tectonique des Alpes du Canton du Valais*, Bull. Soc. Murithienne des Sc. nat. du Valais. T. XXXV, 1908, p. 284.

[2] *Sur la distribution des niveaux et des facies du Mésonummulitique dans les Alpes*, C. R. Académie des Sciences, 30 nov. 1908.

[3] *Revision de la Feuille d'Annecy, Massif de Platé*, Bull. Carte géol. de France, n° 85, 1902.

gréseux brun foncé et des *calcaires durs* donnant naissance à des lapiés, comme au Désert de Platé et aux environs de Salles. Ils présentent des intercalations de bancs de poudingue et des bancs de grès quartzeux. Entre les bancs de calcaires et de grès durs de la base se trouvent des calcaires schisteux noirs contenant les fossiles suivants, récoltés par Alphonse Favre et étudiés à nouveau par M. Douxami[1] :

Natica vapincana d'Orb., commune.
» aff. *Picteti* Heb. et Ren., rare.
» *Studeri* Quenstedt = *N. Parisiensis* Desh., commune.
Cerithium plicatum Brug., *var. alpina,* très commune.
» *hexagonum* Lam., rare.
» *trochleare var. conjunctum* Desh., assez rare.
» *Weinkauffi* Tournouer, forme la plus commune.
» *Vulcani* Brong., rare.
» *trochleare var. Diaboli* Brong., commun.
Pleurotoma dentata Lam., très rare.
Fusus unicarinatus Desh., »
» *subcarinatus* Grateloup = *F. Polygonatus* Brong.
Turitella aff. *imbricata* Lam., 1 échantillon.
Pecten aff. *multistriatus* Desh., 1 échantillon.
Cardium granulosum Lam., très commun.
Cytherea Villanovæ Lam., assez commun.
» aff. *trigonella* Desh.
» aff. *incrassata* Desh., 1 échantillon.
» aff. *alpina* Heb. et Ren., 1 échantillon.
Coralliophaga alpina Heb. et Ren.
Ostrea cyathula Lam.
Cidaridé.
Débris de *Spongiaires* et *Orbitolites.*

3° A la partie supérieure des couches précédentes, les *calcaires* deviennent prédominants. Blancs à l'extérieur, noirs à la cassure, ils contiennent de rares Nummulites et algues calcaires. Des bancs de grès intercalés renferment au contraire, en très grande abondance, des petites Nummulites.

Les couches 1 et 2 de M. Douxami représentent des variations de facies de la base du Priabonien et non des couches appartenant à deux étages différents.

[1] *Etudes sur les Terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale,* Paris, Masson & Cie, 1896, p. 78.

Comme l'a montré Alphonse Favre[1], à *Pernant* le Nummulitique débute par une couche de lignites reposant sur la Craie. Elle supporte les *calcaires* nummulitiques sur lesquels s'appuient des Schistes jaunâtres de la base du Flysch.

Dans le *vallon de Bostan*, Alphonse Favre[2] a donné du Nummulitique la description suivante :

« Près du centre du vallon, on remarque un poudingue noir et rouge qui s'appuie contre la craie, je le crois nummulitique; plus au centre encore, on voit des Schistes calcaires nummulitiques. Sur la rive gauche du vallon, on observe entre ces deux dernières couches une bande de calcaire marneux gris, rempli de milliers de petits cérithes blancs d'une longueur de quelques millimètres, que je n'ai vus nulle part ailleurs ».

M. Charles Jacob[3] a relevé, en amont des chalets de Bostan, sous l'anticlinal Tuet-Corne au Taureau, la série inverse suivante :

1. Flysch.
2. Calcaire nummulitique.
3. Banc fossilifère de Gault, sublumachellaire noir, à fossiles en saillie par altération.
4. Couches schisteuses noires stériles, à traces luisantes.
5. Complexe marnogrumeleux subbréchoïde, sans autres fossiles que des débris de bivalves à coquille mince indéterminable; certains bancs sont blancs et à gros éléments, les autres d'un rouge lie de vin intense.
6. Bancs noirâtres à débris d'huîtres et à *Heteraster oblongus*.
7. Calcaires blancs bien lités à Orbitolines de l'Urgonien supérieur.
8. Urgonien massif.

Les couches rouges (n° 5) représentent, pour M. Jacob, probablement l'Aptien supérieur!

J'ai fait à nouveau cette coupe de la série renversée de l'anticlinal Tuet-Corne au Taureau en amont des chalets de Bostan, et j'ai trouvé la série renversée suivante, de bas en haut :

1. Calcaires nummulitiques.
2. Couches à petits gastéropodes holostomes et non pas à Cérithes.
3. Complexe marno-grumeleux rouge et noir.

[1]. *Recherches géologiques*, etc., T. II, p. 234.
[2] *Ibid.*, p. 270.
[3] Bull. Carte géol. de France, n° 108, p. 6, note inframarginale.

4. Brèches calcaires rougeâtres à éléments sénoniens.
5. Sénonien.
6. Gault.
7. Aptien.
8. Urgonien.

Cette coupe, qui correspond exactement à celle d'Alphonse Favre, nous permet de reconnaitre, dans le Nummulitique de Bostan, les couches suivantes, de bas en haut :

1. Brèche calcaire à éléments sénoniens, passant à :
2. un complexe marno-grumeleux rouge et noir.
3. Couches à petits gastéropodes holostomes.
4. Calcaires nummulitiques.

Le célèbre Aptien rouge de Bostan, de Maillard et de M. Jacob appartient, sans aucun doute, au Nummulitique inférieur, soit à la base du Priabonien. L'examen microscopique des galets confirme cette détermination. Pour la plupart, en effet, ils appartiennent aux calcaires vaseux à foraminifères du Sénonien. Les couches à petits gastéropodes rappellent les couches à petits Cérithes du *Niesenhorn,* dont M. Lugeon[1] fait la base du Priabonien.

Au-dessus des *chalets de Labérieux,* sur le flanc W. de l'anticlinal de Bostan, on trouve, sur le Sénonien très réduit, des brèches à gros éléments sénoniens qui supportent des calcaires nummulitiques avec intercalations de bancs gréseux.

Dans le vallon de Bostan et sur la partie S.W. de l'anticlinal de Bostan, le Nummulitique repose souvent sur le Gault ou même sur l'Aptien à Orbitolines.

Sur le flanc occidental de la colline de *Chante Merle,* j'ai trouvé des calcaires très riches en *Orthophragmina* qui, d'après M. Boussac, appartiennent également au Priabonien. Ils supportent, en dessous du village de Chante Merle, les Schistes jaunes du Flysch.

Dans la montée des *chalets de Salles* à la *Pointe de Salles,* on trouve au contact avec le Sénonien, des brèches à gros éléments de calcaires sous-jacents, qui rappellent les brèches nummulitiques du Bostan. Elles supportent des calcaires gréseux qui, au sommet de la Pointe de Salles, passent aux calcaires à Nummulites.

[1] *Sur le Nummulitique de la nappe du Wildhorn, entre le Sanetsch et la Kander,* Eclogæ geol. Helvet., vol. X, n° 6.

Oligocène (Tongrien).

Flysch.

1. Les Schistes jaunes. — 2. Les grès du Flysch. — 3. Les grès de Taveyannaz. — 4. Molasse rouge.

On trouve dans le Flysch deux niveaux bien individualisés :

1° les *Schistes jaunes* à la base ;
2° des *Grès* avec intercalations de Schistes micacés au sommet.

1. *Les Schistes jaunes.*

Les Schistes jaunes reposent sur les calcaires nummulitiques. Ils atteignent parfois jusqu'à 100 mètres d'épaisseur. D'après M. Douxami [1], ils ne renferment, comme restes d'organismes, que des traces de fucoïdes. Ils rappellent les « Stadschiefer » de M. Arnold Heim [2].

Ces Schistes atteignent un beau développement sur le *Plateau d'Arâches* et dans le vallon de *Pernant*. D'une manière générale, on les rencontre à la base du Flysch, dans le *Massif de Platé* et des *Grands Vents*. Sur la rive droite du Giffre, je ne les connais que sur le Nummulitique de la colline de *Chante Merle*.

2. *Les Grès.*

Les Schistes jaunes supportent des Grès micacés en bancs plus ou moins épais, avec intercalations de Schistes également micacés. Ils renferment, à différents niveaux, des bancs lenticulaires formés par les *Grès de Taveyannaz*. D'après M. Douxami, on rencontre ces intercalations autour du cirque glaciaire du *lac de Vernant*, du *lac de Gers*, ainsi que dans l'arête qui s'étend de la *Tête des Grands Vents* à la *Tête Pelouze*.

[1] *Revision de la feuille d'Annecy. Massif de Platé*, Bull. Carte géol. France, n° 85, mars 1902.

[2] *Die Nummuliten und Flyschbildungen der Schweizeralpen*, Abhandl. d. Schweiz. paläont. Gesells., vol. XXXV, 1908.

Sur le *Col du Dérochoir*, j'ai trouvé des bancs de *brèches polygéniques* à gros éléments.

Les grès du Flysch forment les parties les plus élevées des arêtes qui dominent le cirque de Salles.

Le soubassement des *Dents du Midi* est formé par du Flysch schisteux et gréseux. D'après M. Schardt, ce n'est qu'au sommet de la *Dent de Valleretle*, de même qu'au *Col de Coux*, qu'on rencontre les grès grossiers à matériaux cristallins.

Sur le versant Nord-Ouest du *Val d'Illiez*, on trouve, à la base du Flysch, une certaine épaisseur de Schistes qui supportent des bancs épais de grès gris, exploités comme pierre de taille. Sur ces grès, on trouve des schistes marneux très délitables qui, en devenant plus durs, passent aux Schistes noirs qui précèdent la *Molasse rouge*. Dans ces derniers Schistes, qui représentent la partie tout à fait supérieure du Flysch du Val d'Illiez, Alphonse Favre trouva des végétaux fossiles de l'oligocène, qui furent déterminés par Heer comme suit :

Zizyphus Ungeri Heer.
Podocarpus eocænica Ung.
Sapindus aff. *falciformis* Ung.
Lycopodites sp.
Ecailles de poissons et traces d'*Annélides*.

3. *Les Grès de Taveyannaz.*

MM. Duparc et Ritter[1], à qui nous sommes redevables d'une monographie géologique et pétrographique des Grès de Taveyannaz, reconnaissent dans cette intéressante formation deux types principaux :

1° le *type normal moucheté*.
2° le *type compact verdâtre*.

Reprenons avec ces savants chacun de ces types séparément :

1° Type normal moucheté.

Le type normal moucheté est formé par des grains et des plages de roches éruptives, réunies à des individus minéralogiques isolés, liés par une matière chlori-

[1] *Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch*, Arch. Sc. phys. et nat. de Genève, 3e période, t. XXXIII, 1895.

teuse interstitielle, ou par de la Calcite. Le Quartz en plages existe toujours, mais il est rare, ainsi que les fragments granitiques.

2° Type compact verdâtre.

Ce type ressemble beaucoup à certains grès du Flysch. Il renferme les mêmes éléments que le précédent, mais il est toujours riche en débris de roches granitoïdes et, partant, en Quartz. Il passe insensiblement aux Quartzites du Flysch, lesquels sont formés exclusivement de grains roulés de Quartz, avec plus ou moins de Feldspaths, le tout réuni par un ciment plus ou moins calcaire.

MM. Duparc et Ritter, après avoir comparé les caractères pétrographiques des roches volcaniques modernes qui entrent dans la constitution des grès de Taveyannaz avec celles décrites par Munier-Chalmas dans le Vicentin, envisagent le grès de Taveyannaz comme un sédiment formé au détriment de projections volcaniques, entraînées par des courants marins en compagnie d'éléments détritiques de roches acides anciennes.

4. *Molasse rouge.*

Les Schistes noirs de la partie supérieure du Flysch supportent, dans le *Val de Morgins*, des couches marneuses et sableuses de couleur rouge connues sous le nom de *Molasse rouge*.

Ces couches forment le soubassement des Préalpes du Chablais, comme on peut le voir dans la localité, désormais classique dans la géologie alpine, de *St-Gingolph*. Après s'être enfoncées sous le *Grammont*, ces couches réapparaissent dans la partie inférieure du *Val d'Illiez* et dans le *Val de Morgins*.

CONCLUSIONS SUR LA STRATIGRAPHIE

1. De la Stratification. — 2. Le Géanticlinal helvétique.

1. *De la Stratification.*

A. Roches, sans changements pétrographiques, possédant une stratification.
B. Roches possédant une stratification due à des changements pétrographiques.

A. *Roches, sans changements pétrographiques, possédant une stratification.*

Parmi les roches, sans changements pétrographiques, possédant une stratification, nous pouvons citer : le Dogger, le Malm et le Sénonien. D'où provient cette stratification au sein d'assises calcaires? Choisissons, pour la discussion de ce problème, le Malm.

L'étude microscopique du Malm nous a montré que cette roche n'est rien autre qu'une vase à Foraminifères recristallisée. Les rhomboèdres de Calcite qui forment la mosaïque, dans laquelle sont emprisonnées des coquilles de Foraminifères, proviennent d'une précipitation secondaire au sein même du sédiment après son dépôt. Cette Calcite provient de la dissolution *in situ* des coquilles de Foraminifères qui devaient pour ainsi dire toutes se toucher, étant donné la teneur du sédiment en CO^3Ca (97-98 %). En aucun cas les rhomboèdres de Calcite ne peuvent provenir d'une précipitation chimique primaire à la suite de réactions chimiques à la surface ou subsurface de la mer. Comme l'a si bien montré M. le Prof. L. Cayeux, on peut suivre pas à pas, dans certaines Craies, les transformations de coquilles de Foraminifères.

M. le Prof. Albert Heim[1], exposant récemment de nouvelles idées au sujet de la stratification, part du point de vue que la mosaïque de petits cristaux de Calcite, qui, dans certaines roches, cimente les coquilles de Foraminifères, doit provenir d'une précipitation chimique primaire due à des réactions entre les produits de décomposition des organismes et les sels en dissolution dans l'eau de mer! Comme je l'ai déjà indiqué[2], une telle précipitation est théoriquement possible :

En effet, partout où, dans la mer, de la matière organique entre en décomposi-

[1] *Einige Gedanken über Schichtung*, Vierteljahrschrift d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 54, p. 330, 1909.
[2] L.-W. Collet. *Les Dépôts marins*, p. 224.

tion et partout où des excréments sont déposés, nous avons formation de sels ammoniacaux donnant lieu à de nombreuses réactions dont la plus importante est une double décomposition du sulfate de chaux par le carbonate d'ammonium avec formation de carbonate de chaux et de sulfate d'ammonium. Mais comme l'a justement fait remarquer M. le Prof. Thoulet, il faut également tenir compte de la décomposition de l'albumine, qui se fait avec production d'hydrogène sulfuré et d'acide sulfurique. Ce dernier attaquera le carbonate de chaux, produit par la réaction ci-dessus, pour reformer du sulfate de chaux. La quantité de carbonate formé sera donc l'excédent du carbonate de chaux formé par le carbonate d'ammonium sur celui qui a été changé en sulfate par l'acide sulfurique résultant de la décomposition de l'albumine.

J'attire néanmoins l'attention de mes confrères sur le fait que l'observation directe n'a point encore confirmé cette théorie. *On n'a jamais rencontré, sur le fond des mers actuelles, de la Calcite pouvant provenir d'une précipitation chimique primaire.*

M. Albert Heim explique alors la stratification au sein d'une masse de sédiments calcaires en faisant intervenir la notion *d'un arrêt de la sédimentation provoqué par un épuisement momentané des sels de Calcium dans l'eau de mer.* Cette action serait provoquée par les organismes qui assimileraient et précipiteraient une quantité de sels de Calcium plus grande que celle que la mer reçoit des fleuves et rivières, d'où il résulterait, à un moment donné, l'épuisement quasi complet en sels de Calcium. Cette nouvelle idée de M. Albert Heim est très belle parce que très simple. Elle me paraît même trop simple, surtout lorsque M. Heim aborde l'explication de l'interstratification de bancs calcaires et de bancs siliceux : Lorsque les organismes calcaires ont épuisé les sels de Chaux en dissolution dans l'eau, les organismes siliceux s'établiraient alors dans ces eaux. Ces derniers organismes, tout en sécrétant et en précipitant de la silice, épuiseraient, tout comme les organismes calcaires l'ont fait pour les sels de Calcium, la quantité de silice en dissolution dans l'eau de mer. Pendant cette phase de sédimentation siliceuse, l'eau de mer s'enrichirait en sels de Calcium. La silice en dissolution une fois épuisée, les organismes calcaires réapparaîtraient et le cycle si simple se renouvellerait.

Cette intéressante théorie serait applicable tout au plus dans le cas d'un petit bassin fermé, mais elle me semble irréalisable pour l'Océan. En effet, où les réactions chimiques de M. Heim se produiraient-elles? — Sans aucun doute en surface ou subsurface et sur le fond! Par convection et diffusion, les couches intermédiaires demeurées inchangées se mêleront aux couches « infectées », pour employer le terme de M. Heim, et retarderont l'élimination complète de CO^3Ca. De plus, les mers communiquent les unes avec les autres, et *comme toutes ne produisent pas du*

CO^3Ca au même moment, il est plus que probable que les courants marins viendront encore retarder cette extirpation de CO^3Ca en un point donné. En effet, comme je l'ai déjà fait remarquer ailleurs, *la sécrétion du Carbonate de Chaux est fonction de la température*. Elle ne se produit en grand que dans les mers chaudes, où l'attaque du CO^3Ca déjà formé (récifs coralliens) est également très grande, ce qui diminue d'autant plus les chances d'un épuisement total.

Les organismes siliceux ne tirent pas leur silice que de l'eau de mer. Ils décomposent, comme l'ont montré Murray et Irving, l'argile ou Silicate d'alumine, toujours en suspension dans l'eau, pour en assimiler la silice.

Pour toutes ces raisons, la théorie de M. Heim ne me paraît pas assez tenir compte des conditions multiples qui président à la formation des sédiments, bien qu'elle comporte en elle-même l'explication de la périodicité dans les arrêts de la sédimentation ou dans l'interstratification de sédiments calcaires et siliceux.

De l'arrêt dans la sédimentation. — Nous admettons que la stratification d'un massif de calcaire de composition homogène doit provenir d'une interruption dans la sédimentation. Comment expliquer ce phénomène en dehors des idées émises par M. le Prof. Albert Heim?

L'approfondissement graduel du géosynclinal, qui seul peut expliquer de grandes épaisseurs d'un même sédiment, ne nous paraît pas expliquer *ipso facto* l'arrêt de sédimentation. Cherchons donc ce qui, dans les mers actuelles, peut interrompre une sédimentation? — Le seul cas applicable, à ma connaissance, est celui d'un courant de fond dont la vitesse est plus grande que la vitesse de chute des coquilles de la surface sur le fond. Il entraînera, de ce fait, les coquilles, pour les abandonner au moment où sa force vive diminuera. Un cas semblable a été signalé par le Dr Harvey Pirie[1], le géologue de l'expédition antarctique de la « Scotia ». Le courant, dans ce cas, ne balayait pas les sédiments se trouvant sur le fond, mais les empêchait seulement de l'atteindre. En effet, ce savant fit remarquer que, dans la mer de Weddell, la distribution des Diatomées, dans les eaux de surface, était loin de concorder avec la distribution des Diatomées sur le fond. Ces dernières sont abondantes dans les eaux de surface, au-dessus des « Boues Bleues » de la mer de Weddell. Dans ce dépôt, les Diatomées font totalement défaut ou sont présentes en de très faibles proportions. Par contre, on rencontre ces algues siliceuses, en grande abondance, dans les sédiments des localités situées entre le 51° et le 52° de lat. S., où, dans les eaux de surface, ces organismes sont très rares. Philippi, le géologue de l'expédition antarctique allemande du « Gauss », qui, indépendamment, avait observé le même phénomène, supposa l'existence d'un courant de fond.

[1] L.-W. Collet. *Les Dépôts marins*, p. 111.

Ceci dit, une autre question se pose, à savoir : la périodicité d'un tel phénomène? — Cette périodicité me paraît devoir être cherchée dans des oscillations périodiques du climat, qui auront comme contre-coup une distribution différente des courants marins. De semblables oscillations périodiques du climat sont aujourd'hui connues; il suffit, en effet, de citer le « cycle de Brückner », de 35 ans environ, et le « cycle de 9 ans » environ, enregistré par MM. Helland-Hansen et F. Nansen[1] dans la Mer de Norvège, à la suite de l'étude des variations dans la production du foie de morue. Ces savants pensent que la périodicité des taches solaires cause des variations périodiques des courants marins, directement ou indirectement par l'intermédiaire de l'atmosphère. Ces variations, à leur tour, déterminent la distribution des organismes marins.

Nous trouvons actuellement, dans la nature, des exemples d'oscillations périodiques du climat; rien ne nous empêche de les admettre également, plus longues assurément, pour les périodes géologiques.

En résumé : *La stratification régulière d'une masse de calcaire de composition homogène provient d'interruptions dans la sédimentation, interruptions qui, à leur tour, dépendent d'oscillations périodiques du climat.*

B. *Roches possédant une stratification due à des changements pétrographiques.*

Parmi les roches possédant une stratification due à des changements pétrographiques, on peut citer, dans la région qui nous occupe : le Lias du Cheval Blanc, le Lusitanien de la Tour Salière et le Néocomien supérieur de la montée de Bellegarde à la Colonnaz.

Nous avons déjà discuté plus haut les opinions de M. Heim à ce sujet. Voyons une autre interprétation de ce phénomène.

L'interstratification répétée me semble devoir être due également à des oscillations périodiques du climat. Si nous trouvons des lits d'argiles calcaires au-dessus de bancs calcaires, comme dans le Lias, cela prouve que la sédimentation calcaire a été, en partie, remplacée par un dépôt d'éléments fins d'origine détritique. Durant cette dernière phase de sédimentation, l'érosion continentale et marine devait donc être plus forte que lors de la formation du dépôt calcaire.

On pourrait expliquer de semblables interstratifications répétées en faisant intervenir la notion de mouvements périodiques de montée et de descente du fond du géosynclinal. Mais une périodicité de tels mouvements me paraît peu probable, quoique possible.

[1] The Norwegian Sea : its physical oceanography based upon the Norwegian Researches 1900-1904. *Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations*, vol. 2, 1909, n° 2. Kristiana.

Dans le cas d'interstratification de bancs siliceux et de bancs calcaires, l'oscillation du climat a amené des variations de température de l'eau de mer. Les dépôts calcaires correspondent à des eaux relativement chaudes, les dépôts siliceux à des eaux froides qui tiennent en suspension de l'argile finement divisée. Il ne faut pas oublier que, sur le fond, le « Gulf Stream » forme des dépôts calcaires, tandis que le courant froid du « Labrador » dépose des sédiments siliceux.

2. *Le géanticlinal helvétique.*

M. Haug[1] a été amené, par la constatation du caractère néritique du soubassement du Massif de Morcles et de la couverture du Massif de l'Aar, à admettre l'existence d'un *géanticlinal helvétique*, divisant, au N.E. du Rhône, le *géosynclinal dauphinois*. La branche septentrionale de ce dernier a reçu le nom de *géosynclinal vindélicien*, la branche méridionale forme le *géosynclinal valaisan*.

L'étude que nous venons de faire de la stratigraphie des Hautes Alpes calcaires entre l'Arve et le Rhône m'amène à la conclusion que le *géanticlinal helvétique* fait sentir son influence au S.W. du Rhône. En effet, si nous résumons les conditions bathymétriques sous lesquelles s'est effectué le dépôt des sédiments du Trias au Flysch, nous voyons que :

Le *Trias* inférieur (Quartzites et Schistes rouges et verts) est représenté par un facies détritique. Le Trias supérieur (Corgnieules) est détritique et récifal (Calcaires dolomitiques). Le *Lias* est néritique, tout comme les calcaires grenus du *Dogger* et les schistes de l'*Oxfordien* à oolithes ferrugineuses.

Avec le *Lusitanien*, les conditions de sédimentation changent, le facies tend à devenir plus pélagique. Les calcaires à grain fin du *Malm* représentent, comme je l'ai montré, une vase calcaire à foraminifères, recristallisée. Nous sommes donc en présence d'un facies nettement pélagique. Cet enrichissement graduel en carbonate de chaux doit provenir d'un mouvement lent d'affaissement du géanticlinal ou, si l'on préfère, d'un approfondissement des bords du géosynclinal. Ce mouvement est de courte durée. En effet, les *Schistes infravalanginiens* nous ramènent dans une zone de sédimentation néritique. Les calcaires du *Valanginien* ont un facies pseudo-olithique, c'est-à-dire littoral-récifal. L'*Hauterivien*, avec ses calcaires grenus, est également néritique. Dans l'*Urgonien*, nous trouvons une récurrence de facies du Valanginien dans certaines chaînes et un facies récifal dans d'autres.

A partir de ce moment, le mouvement d'élévation du géanticlinal helvétique

[1] *Traité de Géologie*, v. II, fasc. 2, p. 1125, note inframarginale.

s'accentue, comme le prouvent les Brèches de l'*Aptien supérieur*. Nous arrivons même à une *émersion* dans la région des *Rochers de Criou*, sur la Rive droite du Giffre. Ici, lacune entre l'Urgonien et l'Albien! Sur le premier de ces terrains, comme l'a montré M. Jacob, on trouve un véritable poudingue de blocs urgoniens cimentés par des grès verts.

Avec le dépôt de l'*Albien*, nous assistons à un léger approfondissement, qui, augmentant au *Cénomanien*, amènera le faciès pélagique du *Sénonien*.

Nous assistons maintenant à une phase d'émersion pendant laquelle non seulement le Sénonien a été raviné, mais encore souvent l'Albien et l'Aptien.

Le *Nummulitique* (Priabonien) est transgressif et débute par des Brèches à éléments de calcaires sous-jacents. Le géanticlinal s'abaisse légèrement pendant le dépôt des *calcaires nummulitiques* pour s'élever de nouveau, comme le montrent les dépôts du Flysch.

DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE

INTRODUCTION

Je ne décris, dans cette deuxième partie, que des points, sommets, cols où je suis passé moi-même.

Rien n'est plus fastidieux qu'une description géologique et, le plus souvent, il est impossible de la suivre sur le terrain. C'est la raison pour laquelle je me suis efforcé, dans les lignes qui suivent, à faire des excursions et à en donner la description géologique en suivant leur itinéraire. J'ai l'impression que ceux qui me feront l'honneur de me lire et qui voudront aller sur le terrain pour refaire ces excursions s'y retrouveront facilement.

Des photographies et des profils dans le texte sont destinés à faciliter la compréhension de cette partie.

Les raccords entre les différents profils constituent la troisième partie de ce mémoire, intitulée : Tectonique.

Tour Salière.

1. Versant de Salanfe. — 2. Versant d'Emaney et de Barberine.

1. *Versant de Salanfe.*

La *paroi Est de la Tour Salière*, c'est-à-dire celle qui domine le beau pâturage de Salanfe, représente une coupe géologique transversale d'une grande netteté. Il est

donc inutile de faire cette coupe au marteau, la traversée de cette grande paroi ne se faisant pas sans quelque danger, comme j'ai pu m'en rendre compte en 1902. Etablissons-nous donc devant les chalets de Salanfe et examinons, au soleil levant, cette muraille qui se poursuit du *Col d'Emaney* au *Col de Cluzanfe*.

Le premier profil fut donné par MM. Favre et Schardt[1] en 1887. Celui que j'ai donné en 1904 ne diffère de celui de ces savants que par quelques points de détail.

La crête de cette montagne est formée par le Malm. A la Tour Salière même, il est à peu près horizontal. Entre ce sommet et le *Dôme*, perce un petit anticlinal

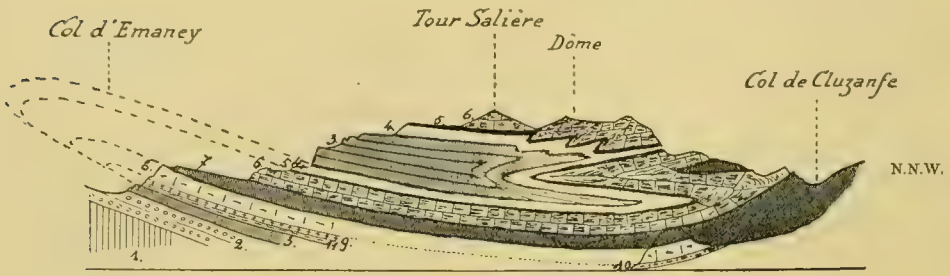


Fig. 1. — Profil de la Tour Salière, versant de Salanfe.

1. Cristallin. — 2. Trias. — 3. Lias. — 4. Dogger. — 5. Oxfordien. — 6. Malm. — 7. Néocomien. 8. Urgonien. — 9. Sénonien. — 10. Nummulitique. — 11. Flysch.

déjeté et écrasé d'Oxfordien qui chevauche la masse de Malm au point 3078. Cette dernière, avec une position générale horizontale, est replissée en deux anticlinaux secondaires. Elle est supportée par un anticlinal couché et laminé d'Oxfordien et de Dogger qui perce dans l'arête du Col de Cluzanfe. Au-dessous, un synclinal aigu de Malm et d'Infravalanginien noir s'enfonce dans la paroi jusque sous le glacier. Ce synclinal déjeté, très net grâce au contraste de couleurs de l'Infravalangien et du Malm, se raccorde par une nouvelle charnière anticlinale, bien visible un peu au Sud du Col de Cluzanfe, avec la bande continue de Malm que l'on suit dans le soubassement de cette paroi jusqu'au-dessus du Col d'Emaney.

Sous ce Malm, nous trouvons le reste de la série renversée jusqu'au Flysch. Cette série repose, au Col d'Emaney, sur du Lias supporté normalement par le Trias.

[1] Mat. Carte géol. Suisse, Liv. 22, p. 592.

La série renversée de Crétacé et d'Eocène affleure dans des conditions particulièrement favorables aux points suivants :

Sur le mamelon herbeux de la Tour (2213m), qu'on traverse en se rendant au Col de Cluzanfe. Nous y trouvons l'Urgonien recouvrant le Calcaire nummulitique avec Nummulites.

A la montée du Col d'Emaney, vers le point 2331, j'ai noté de bas en haut : 1° Calcaire nummulitique, semblable à celui de la Tour, mais sans Nummulites; 2° Schistes appartenant probablement aussi au Nummulitique; 3° Schistes verts sériciteux qui représentent le Sénonien; 4° Urgonien; 5° Calcaires hauteriviens; 6° Calcaires valanginiens ; 7° Infravalanginien. Les Schistes nummulitiques, au contact avec le Sénonien, sont traversés par des plans de glissement manifestes.

Au Col d'Emaney, on rencontre, de bas en haut : 1° le Trias, comme toujours discordant sur le Cristallin ; 2° du Lias marmorisé ; 3° le Flysch gréseux et le Flysch schisteux ; 4° le Sénonien ; 5° l'Urgonien.

2. *Versant d'Emaney et de Barberine.*

Itinéraire : Chalets d'Emaney — Col de Barberine — Arête des Pointes à Boillon — Epaule — Tour Salière — Vallon de la Barberine — Cabane de Barberine.

Un peu au-dessus des chalets d'Emaney, situés sur le Cristallin, on note la coupe suivante à la base de la paroi Sud de la Tour Salière, de bas en haut : 1° Quartzites; 2° Schistes rouges et verts; 3° Corgnieules et Calcaire dolomitique; 4° Lias inférieur noir, finement lité, intensément laminé, devant progressivement marmoréen; 5° Grès du Flysch; 6° Grès vert du Gault; 7° Urgonien. Le Sénonien manque dans cette coupe; nous aurons l'occasion de rencontrer ailleurs cette lacune, qui est due, comme je l'ai déjà dit au chapitre traitant de la Stratigraphie, à une érosion anténummulitique.

Au commencement de la montée du *Col de Barberine,* c'est-à-dire à l'W. de la coupe précédente, on trouve, de bas en haut : 1° Quartzites; 2° Schistes rouges et verts; 3° Lias; 4° *Brèche calcaire de dislocation*; 5° Schistes du Flysch ou du Nummulitique; 6° Urgonien ; 7° Néocomien ; 8° Malm. C'est le seul point où, sur la bordure méridionale des Hautes Alpes calcaires entre le Rhône et l'Arve, les Corgnieules et le Calcaire dolomitique manquent. Le Malm, en ce point, forme un repli secondaire qui en augmente considérablement l'épaisseur et qui enserre un faux anticlinal écrasé du Néocomien sous-jacent.

Jusqu'au Col de Barberine, le sentier suit le Trias, souvent recouvert par des

éboulis ou des névés. A l'W. de la coupe précédente, on peut voir encore, séparés du Trias par une zone d'éboulis, les Grès verts du Gault, l'Urgonien et le Malm renversés. L'épaisseur des différents niveaux du Crétacé diminue rapidement vers l'W. Bientôt, en effet, la série renversée n'est plus représentée à la surface que par le Malm, le Dogger et le Lias. La zone d'éboulis, qui cache peut-être les termes de la série crétacée est si peu épaisse, qu'on peut admettre très vraisemblablement un laminage intense de cette dernière.

Au *Col de Barberine*, le Malm et le Dogger de la série renversée sont à leur tour supprimés. C'est le Lias qui vient s'appuyer directement sur la série normale, recouvrant le cristallin, qui en ce point est réduite au Trias. Les calcaires liasiques marmorisés que nous avons trouvés au Col d'Emaney manquent au Col de Barberine.

Du Col de Barberine, montons à la Tour Salière par les Pointes à Boillon, entièrement formées par une épaisseur considérable de Lias foisonné, représentant le cœur de l'anticlinal couché et digitté de la Tour Salière. Après avoir atteint le *glacier inférieur*, nous gravissons sans difficultés une paroi de Dogger normal, qui nous sépare du *glacier supérieur*. A l'*Epaule*, c'est-à-dire à l'endroit le plus élevé du glacier supérieur, nous trouvons les Schistes jaunes oxfordiens, qui m'ont fourni une jolie faune (voir p. 434). Ces schistes se poursuivent probablement sous le glacier supérieur et se raccordent avec ceux qui forment le Col entre le Mont Ruan et la Tour Salière. De l'Epaule au sommet, nous traversons le Lusitanien, qui forme la base de la Tour, puis le Malm.

L'axe du pli de la Tour Salière plongeant fortement au S.W., nous traversons, en descendant sur Barberine, la série normale du Malm au Lias.

En résumé, nous avons constaté, dans la paroi qui domine Emaney, d'une part le laminage presque complet de la série sédimentaire superposée au cristallin, d'autre part la réduction progressive vers l'W. de la série renversée du grand pli couché qui forme le massif. Celle-ci est complète du Lias au Flysch au Col d'Emaney. En nous approchant du Col de Barberine, nous avons vu tour à tour disparaître : le Flysch, le Nummulitique, l'Urgonien, le Néocomien, le Malm et le Dogger. Cette modification s'explique par le fait que *le synclinal de Flysch qui forme le soubassement de la Tour Salière vers Salanfe, diminue de profondeur du côté du S.W. Sa charnière est oblique à la direction générale des plis.*

Au Col d'Emaney, nous étions dans le voisinage de la charnière synclinale de Flysch. Au Col de Barberine, nous nous trouvions près de la charnière synclinale de Lias. L'allure de ce synclinal explique alors le passage du profil du Mont Ruan à celui de la Tour Salière, comme nous le verrons plus loin.

Le Mont Ruan.

Itinéraire : Bonaveau — Pas d'Encel — Col de Sagerou — Mont Ruan — Barberine.

MM. Favre et Schardt[1] ont donné déjà, en 1887, la coupe géologique du versant septentrional du Mont Ruan.

En 1904[2], j'ai apporté à ce profil une légère modification, comme nous le verrons dans la suite.

Pour faire le profil complet du Mont Ruan en une excursion, il faut partir des chalets de *Bonaveau*, au-dessus de Champéry, et traverser la montagne du *Col de Sagerou* à l'alpage de Barberine. Cet itinéraire a, de plus, l'avantage de nous faire traverser la chaîne crétacée des *Dents Blanches*, représentant le front du pli jurassique du Mont Ruan.

Les chalets de *Bonaveau* sont situés sur le Flysch qui forme le grand synclinal couché de la base des Dents du Midi. Le sentier qui conduit au *Gitro-darray* nous permet de traverser la série renversée, du Flysch au Néocomien, de l'anticlinal couché des Dents du Midi. Vers le S.W., au pied des Dents Blanches, cette série se redresse de plus en plus jusqu'à devenir presque verticale sur le flanc septentrional du *Signal de Bostan*, comme l'ont montré avant moi MM. Schardt, Maillard et Haug. Sur la rive droite de la gorge de la Sauflaz, l'Urgonien de cette série renversée dessine un repli en ⊇ dont nous trouverons tout à l'heure la répercussion dans la série néocomienne de la *Dent de Bonaveau*.

Le passage pittoresque du *Pas d'Encel* se fait dans les calcaires schisteux hauteriviens, à quelques mètres seulement au-dessus de leur contact avec l'Urgonien renversé. De là, le sentier s'engage, toujours sur l'Hauterivien, dans la paroi de la rive gauche de la gorge. On ne tarde pas à voir, sur la rive opposée, l'Hauterivien dessinant une superbe charnière anticlinale qui correspond au premier repli urgonien que nous avons vu plus bas. Du reste, notre sentier, qui ne quitte pas la rive gauche, ne tarde pas à nous faire pénétrer au cœur même de cet anticlinal, soit dans les schistes infravalanginiens, après avoir traversé les calcaires valanginiens renversés. Jusqu'à *Gitro-darray*, nous cheminerons sur les Schistes noirs infravalanginiens, qui, comme on le voit fort bien de la rive opposée, dessinent d'abord

[1] Matériaux Carte géol. de la Suisse, 22e liv., 1887, pl. XIV, fig. 3.
[2] Ibid., nouv. sér., 19e liv., 1904, pl. II, fig. 3.

un synclinal, puis un anticlinal, fortement déjeté au Nord, qui correspond à l'anticlinal couché des Dents du Midi et, au S.W., à la voûte du Signal de Bostan.

Le vallon de la Sauflaz, que nous avons remonté, est situé dans une légère inflexion synclinale transverse de la chaîne Dents du Midi-Dents Blanches.

A *Gitro-darray,* nous nous trouvons au milieu du cirque formé par la Dent de Bonaveau, le sommet 2764 des Dents Blanches[1], le Mont Sagerou, le Petit Mont Ruan et le Mont Ruan. Etudions maintenant d'ici ce dernier, de manière à mieux saisir les relations qui existent entre les plis jurassiques et les plis crétacés.

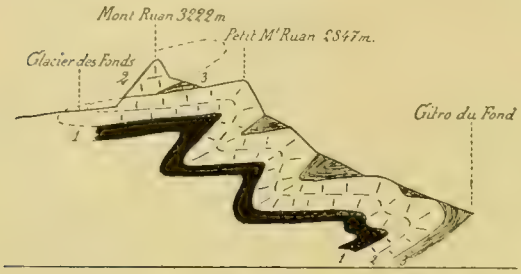


Fig. 2. — Profil du Mont Ruan.
1. Oxfordien. — 2. Malm. — 3. Infravalanginien.

Le Malm du sommet chevauche un synclinal écrasé de Schistes infravalanginiens qui ne perce pas du côté Sud, ce qui explique la grande épaisseur de Malm sur le versant de Barberine. Nous avons donc affaire à un pli-faille, tandis que MM. Favre et Schardt dessinaient là un anticlinal déjeté. C'est, du reste, le seul point où mon profil diffère du leur. Ces Schistes infravalanginiens chevauchés reposent normalement sur le Malm du *Petit Mont Ruan.* Au-dessous de ce sommet, le Malm dessine trois nouveaux replis anticlinaux, qui alternent avec trois synclinaux d'Infravalanginien noir. Après le dernier anticlinal, on voit le Malm plonger, dans la vallon de Cluzanfe, au Sud sous la montagne. Ce dernier anticlinal de Malm se poursuit jusqu'au Col de Cluzanfe, au N. E. J'ai déjà fait remarquer, en 1904, que le synclinal sous-jacent de la Tour Salière ne perce pas dans le vallon de Barberine, où n'affleurent ni le Crétacé, ni le Malm. Ce synclinal a donc ici une profondeur notablement moindre que dans la région de Salanfe, *la ligne de sa charnière étant oblique à la direction générale des plis.*

Si maintenant nous examinons attentivement la partie du cirque comprise entre le col de Sagerou, le point 2764 et la Dent de Bonaveau, nous voyons que les charnières jurassiques ne correspondent pas aux charnières crétacées. En effet, la *Pointe de Sagerou* est formée par des calcaires valanginiens et hauteriviens, dessinant grossièrement une charnière d'anticlinal couché. Le point 2764 des Dents Blanches est formé par un pointement anticlinal des Schistes infravalanginiens, qui

[1] Ce sommet porte, dans la contrée, le nom de *Dent de Barmaz.*

se raccorde à l'anticlinal précédent par un synclinal de calcaires valanginiens. Un troisième anticlinal, de Schistes infravalanginiens, perce sur l'arête qui relie le point 2764 à la Dent de Bonaveau. Il est séparé du précédent anticlinal par un superbe synclinal de calcaires valanginiens. D'autre part, il chevauche un synclinal de Schistes infravalanginiens qui n'est rien autre que le synclinal du Col de Bostan. Ce synclinal se poursuit plus au N. E. sous le sommet de la *Haute-Cime* des Dents du Midi.

En examinant le profil 3 et en remarquant que l'anticlinal basal de *Malm*

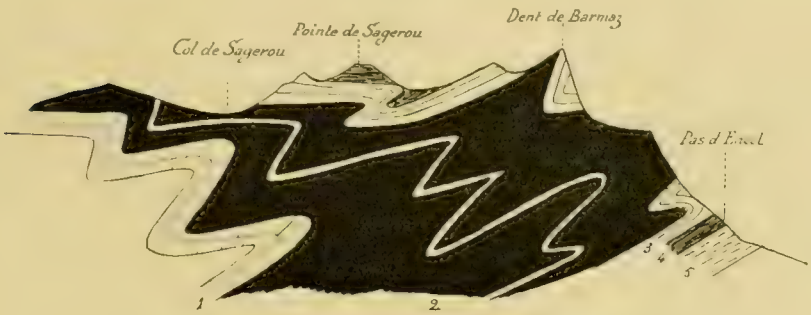


Fig. 3. — Profil schématique du Col de Sagerou au Pas d'Encel
1. Malm. — 2. Infravalanginien. — 3. Valanginien. — 4. Hauterivien. — 5. Urgonien

du Mont Ruan correspond à l'anticlinal basal de la Tour Salière, qui pointe au Col de Cluzanfe, on arrive à la conclusion suivante : *les plis crétacés, en avant du Mont Ruan, ne correspondent pas aux plis jurassiques.* Les Dents Blanches jouent, par rapport au Mont Ruan, le même rôle que les Dents du Midi par rapport à la Tour Salière. Elles représentent donc la couverture crétacée des plis jurassiques du Mont Ruan, qui a glissé en avant et qui s'est ainsi plissée indépendamment. *Les Schistes infravalanginiens ont, dans ce cas, joué le rôle de lit mobile.*

Poursuivons maintenant notre course au Mont Ruan. De Gitro-darray, la montée du Col de Sagerou se fait dans les Schistes infravalanginiens qui se poursuivent au S. W. jusqu'au lac de Vogealle. Du Col de Sagerou, on arrive à la *Tête des Ottans*[1] (2554 m.), où l'on trouve, sur les Schistes infravalanginiens, les calcaires valanginiens gris. Nous atteignons bientôt le *glacier du Mont Ruan* par une marche à flanc de coteau qui nous permet de toucher le Malm lapiazié du Petit Mont Ruan. Le glacier repose sur des Schistes infravalanginiens, chevauchés par la paroi de Malm du sommet, et sur l'anticlinal de Malm du Petit Mont Ruan. On voit d'ici le Malm du sommet du Mont Ruan, grâce à un plongement axial très fort

[1] Carte Siegfried 1905, contrefort du Petit Mont Ruan sans nom sur la Carte de l'Etat-major français.

au S.W., former le soubassement du *glacier du Prazon* et finir au Pic de Tenneverdze en formant la paroi qui domine le palier oxfordien.

Sur l'arête du Mont Ruan, on trouve près du sommet, sur le Malm, des placages de couches marno-calcaires qui représentent, très vraisemblablement, le passage aux Schistes infravalanginiens. Elles ne m'ont fourni, malheureusement, que des fossiles indéterminables.

Au S.W., du côté du *Mur des Rosses*, l'arête est formée par les Schistes infravalanginiens qui se poursuivent sur le versant français, comme sur le versant suisse. Sur le premier, ils se prolongent sous le glacier du Prazon et en avant de la *Tête des Rosses*, où ils forment un étroit palier. Sur le second versant, nous les voyons supporter une véritable charnière anticlinale de Malm et d'Oxfordien, avec flanc renversé laminé, qui forme le sommet du *Mur des Rosses* (voir pl. 9, fig. 1).

En descendant sur Barberine, nous traversons une série normale, du Malm au Lias, qui se poursuit au S.W. dans la chaîne des *Rosses - Pic de Tenneverdze* et, au N.E., dans la *Tour Salière*. En effet, du sommet au Glacier des Fonds, nous ne trouvons que du Malm. L'Oxfordien, continuation de celui de l'Epaule de la Tour Salière, doit se trouver sous la partie médiane du glacier. Le Dogger à chailles forme l'escarpement qui supporte le Glacier des Fonds; il se poursuit au N.E. entre les deux glaciers de la Tour Salière. Enfin, à la base, dans le vallon de la *Barberine*, nous voyons le Lias qui correspond à celui des *Pointes à Boillon*, qui, à la descente du *Col de Barberine*, repose sur le Trias.

En résumé, cette course nous a montré l'existence de :

1° Une série normale, du Lias au Malm, sur le versant S.E. du Mont Ruan.

2° De quatre anticlinaux de Malm, séparés par des synclinaux de Schistes infravalanginiens sur le versant N.W.

3° De cinq anticlinaux de Néocomien séparés par des synclinaux, également néocomiens, dans la partie des Dents Blanches située au-dessus de Bonaveau.

Au point de vue *tectonique*, le profil du Mont Ruan marque le passage du pli couché, digitté, de la Tour Salière aux plis superposés du Pic de Tenneverdze par la réduction du synclinal sous-jacent de la Tour Salière.

Les Dents Blanches sont au Ruan ce que les Dents du Midi sont à la Tour Salière; elles représentent la couverture crétacée des plis jurassiques du Mont Ruan, décollée, grâce à la présence des Schistes infravalanginiens qui ont fait office de lit mobile, et replissée indépendamment.

Le Mur des Rosses (2933m).

La nouvelle édition (1905) de la feuille St-Maurice de l'Atlas Siegfried désigne sous le nom de *Mur des Rosses* le sommet 2933, qui fait suite au Mont Ruan vers le S.W.

La base du Mur des Rosses, comme celle du Mont Ruan et de l'arête qui va de cette dernière sommité au Pic de Tenneverdze (Tanneverge), est formée

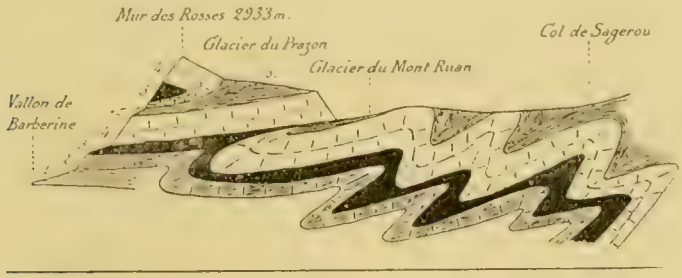


Fig. 4. — Profil du Mur des Rosses
1. Lias. — 2. Dogger. — 3. Oxfordien. — 4. Malm. — 5. Infravalanginien.

par le Lias du vallon de Barberine. Au-dessus nous trouvons le Dogger, puis l'Oxfordien formant palier et se raccordant vers le N.E. avec celui de l'Epaule de la Tour Salière et du Ruan. Nous le suivrons désormais vers le S.W. jusqu'au Col de Tenneverdze. Cet Oxfordien supporte le Malm avec une mince couche d'Infravalanginien noir. Sur cette série normale se superpose une superbe charnière anticlinale de Malm et d'Oxfordien, avec flanc renversé laminé, bien visible du Glacier des Fonds ou de l'arête du Mont Ruan (voir pl. 9, fig. 1).

Ce profil se raccorde de la façon suivante avec celui que nous venons d'étudier au Mont Ruan. La grande paroi inférieure de Malm est la même que celle qui forme le sommet du Ruan. Le palier qu'elle supporte, formé par les Schistes noirs infravalanginiens, se poursuit jusque sur l'arête S.W. du Mont Ruan. Cet Infravalanginien est séparé, par une étroite zone de Malm renversé et étiré, de la charnière anticlinale d'Oxfordien. Enfin le jambage supérieur de celle-ci supporte normalement le massif de Malm qui forme le sommet avec un fort plongement au N.W.

Nous voyons donc ici se superposer au pli du Ruan un nouveau pli que nous suivrons désormais jusqu'au Pic de Tenneverdze.

Sur le versant français du Mur des Rosses, le Malm normal de ce pli supérieur disparaît sous le *Glacier du Prazon*, qui est séparé du *Glacier du Mont Ruan* par une nouvelle paroi de Malm (voir fig. 4) qui n'est pas marquée sur la Carte de l'Etat-major français. Cette paroi se suit vers le N.E. jusqu'au sommet du Mont Ruan et traverse sous le Mur des Rosses pour ressortir en position normale du côté de Barberine dans la série basale. Le palier du Glacier du Prazon est formé par le même Infravalanginien qui recouvre une partie de l'arête S.W. du Mont Ruan. Quant au Glacier du Mont Ruan, il recouvre une nouvelle zone de Schistes noirs infravalanginiens qui forme un replat bien accusé et qui affleure entre le *Petit Mont Ruan* et le Mont Ruan. Cette zone est supportée normalement vers le Nord par le Malm du Petit Mont Ruan. Elle est chevauchée vers le Sud par le Malm de la paroi du Glacier du Prazon et du Mont Ruan.

En résumé, nous avons reconnu dans le Mur des Rosses l'existence de :

Une série normale basale, qui correspond à celle du Mont Ruan, comprenant :

1° une zone de Lias ;
2° une zone de Dogger ;
3° une zone d'Oxfordien ;
4° une zone de Malm ;
5° une zone d'Infravalanginien peu épaisse qui supporte :

Une série supérieure comprenant :

6° une deuxième zone de Malm ;
7° une deuxième zone d'Oxfordien formant une tête d'anticlinal couché ;
8° une troisième zone de Malm qui se raccorde en anticlinal avec la deuxième.

La Tête des Rosses (2936m).

La *Tête des Rosses* est la sommité dont j'ai donné la description géologique en 1904 [1] sous le nom de Tour des Rosses (2934 m.).

La différence qui existe entre le profil de la *Tête des Rosses* et celui du Mur

[1] Matériaux Carte géol. Suisse, nouv. sér., XIXe livr.

des Rosses réside dans l'allure du pli supérieur, dont la charnière est plus écrasée dans le premier profil que dans le second. L'axe des plis ayant une direction S.W.-N.E., l'arête du Mont Ruan au Pic de Tenneverdze étant orientée S.S.W.-N.N.E., il en résulte que l'Infravalanginien ne perce plus sur le versant Sud. Nous trouvons donc, sur le versant de Barberine, la série normale basale du Lias au Malm, puis une zone anticlinale laminée d'Oxfordien qui supporte un nouveau massif de Malm formant le sommet.

Sur le versant français, on peut considérer comme démontré que l'Infravalanginien de l'arête S.W. du Mont Ruan se poursuit en avant de la Tête des Rosses sous le Glacier du Prazon. Grâce à la profonde tranchée créée ici par le *Giffre*, on peut établir comme suit la tectonique du front de la chaîne. Au-dessous du Glacier du Prazon, le Malm du pli du Mont Ruan forme une première paroi qui se poursuit jusqu'au sommet des *Pas Nais* où elle forme la première paroi de Malm du Pic de Tenneverdze. Sous le sommet qui nous occupe, cette paroi repose sur un étroit palier de Schistes infravalanginiens. Celui-ci, à son tour, repose sur une seconde paroi de Malm qui se raccorde avec le Malm du Petit Mont Ruan et qui s'appuie normalement sur l'Oxfordien, le Dogger et le Lias. En 1904, je pensais que l'Infravalanginien intercalé entre les deux parois inférieures de Malm représentait une zone normale chevauchée par le Malm supérieur. Or une étude plus détaillée de cette face m'a amené à modifier cette interprétation. En effet, l'Infravalanginien forme un petit synclinal dans le Malm, avec charnière visible dans une des grandes gorges qui descendent directement sous le Pic de Tenneverdze. La structure imbriquée que j'avais admise pour cette partie n'existe donc pas. J'aurai l'occasion, à propos du profil de la Pointe des Rosses, de faire une correction semblable pour les plis supérieurs.

Le Lias et le Dogger du soubassement de la Tête des Rosses dessinent une superbe charnière anticlinale, bien visible des chalets de *Borée*, représentant le cœur de l'anticlinal de Malm du Petit Mont Ruan (voir pl. 10).

La Pointe des Rosses (2967^{m},8).

Avec la *Pointe des Rosses*, nous arrivons au profil du Pic de Tenneverdze.

Le profil de la Pointe des Rosses diffère en quelques points de celui de la Tête des Rosses. Dans ce dernier, nous avions, sur le versant de Barberine, deux zones d'Oxfordien séparées par une zone de Malm; dans le profil de la Pointe des Rosses,

nous ne trouvons plus qu'une zone d'Oxfordien, l'érosion n'entamant pas ici jusqu'à la charnière synclinale de Malm. D'autre part, le sommet de la Pointe des Rosses comprend sur son versant N. une zone d'Infravalanginien noir supportée normalement par le Malm de la Tête des Rosses et recouverte par un nouveau complexe de Malm. Celui-ci représente l'amorce d'un pli supérieur que nous trouverons développé au Pic de Tenneverdze.

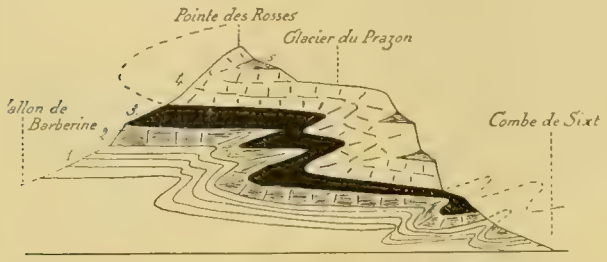


Fig. 5. — Profil de la Pointe des Rosses.
1. Lias. — 2. Dogger. — 3. Oxfordien. — 4. Malm. — 5. Infravalanginien.

Sur le versant français, la charnière anticlinale de Malm de la Tête des Rosses est bien visible dans un éperon rocheux qui sépare les deux chutes du Glacier du Prazon. Ce front de pli correspond à celui qui forme le sommet du Mur des Rosses, mais la charnière, notablement plus écrasée, est ici transportée beaucoup plus avant sur le versant N. de la chaîne.

Ces deux points de repère permettent de déterminer approximativement la direction de l'axe du pli, qui est S.W.-N.E. et non S.S.W.-N.N.E., comme pourrait le faire supposer la direction des arêtes.

Dans le profil que j'ai donné, en 1904, de la Pointe des Rosses, j'avais dessiné la charnière de Malm du pli du Mur des Rosses comme chevauchant l'Infravalanginien du Glacier du Prazon. Or, du Glacier du Mont Ruan, comme je l'ai reconnu récemment, on voit nettement l'Infravalangien former un synclinal dans le Malm.

Cette constatation ainsi que celle, de même ordre, que j'ai faite dans les parois de Malm de la base de la Tête des Rosses, me conduit à modifier l'explication que j'ai donnée précédemment de la tectonique de cette chaîne :

La chaîne Rosses-Pic de Tenneverdze est formée par un empilement de plis de Malm, et non pas par une succession d'écailles, comme je l'avais admis.

Pic de Tanneverge (Tenneverdze, Carte Siegfried).

Itinéraire : Cantine du Fer à Cheval. — Pas Nais. — Pâturage de Tanneverge. — Col de Tanneverge. — Cabane de Barberine.

Elie de Beaumont décrivit le Col de Tanneverge comme formé par du Nummulitique recouvrant du Crétacé. C'est à Alphonse Favre[1] que revient l'honneur d'en avoir, le premier, précisé la constitution géologique. Ce savant y avait, en effet, reconnu la présence des Schistes oxfordiens.

Plus tard, Maillard[2] entreprit à nouveau l'étude de cette sommité. Une mort prématurée empêcha la mise au point de ses premières observations.

En 1898, M. Ritter[3], dans son « Etude sur le raccord des plis couchés de la vallée de l'Arve avec ceux des Tours Salières et de la Dent du Midi », modifia le profil du Pic de Tanneverge, donné par M. Haug[4] en 1895, comme suit, de bas en haut :

1° une zone de Lias calcaire ;
2° une zone de Lias schisteux ;
3° une zone de Dogger ;
4° une zone d'Oxfordien ;
5° une première zone de Malm se terminant en synclinal dans l'Oxfordien du Cheval Blanc ;
6° une deuxième zone d'Oxfordien se raccordant en synclinal, dans le Cheval Blanc, avec la première zone ;
7° une deuxième zone de Malm intercalée normalement entre l'Oxfordien et l'Infravalangien ;
8° une zone d'Infravalangien ;
9° une zone d'Hauterivien formant synclinal ;
10° une deuxième zone d'Infravalangien se raccordant en synclinal avec la première zone.

[1] *Recherches géologiques sur la Savoie*, etc., t. II, p. 347.
[2] Bull. Carte géol. de la France, n° 22, p. 257.
[3] Bull. Carte géol. de France, n° 61, pl. II.
[4] Ibid., n° 47, pl. II, fig. 4.

En 1904, j'ai publié[1] la coupe de cette sommité. J'en reprends la description ici en y faisant quelques petites corrections. Le lecteur se trouvera en présence d'un tout et saisira plus facilement, dans la suite, les raccords tectoniques.

De Sixt, le *Pic de Tanneverge* est la sommité qui s'impose aux regards; il est vraiment formidable et plus d'un a dû renoncer à s'aventurer dans ses parois superposées, coupées par des gorges sauvages où les chutes de pierres sont à craindre.

Ce versant de la montagne peut se diviser en trois parties :

1° Les parois de la base qui forment la terminaison du *Fer à Cheval* au Nord. Elles se continuent par des pentes gazonnées très raides, coupées de petits abrupts, qui, dans le pays, portent le nom de *Pas Nais* (Pas Noirs).

2° Ces parois supportent un palier bien visible qui se poursuit du bas du pâturage de Tanneverge jusqu'au sommet des Pas Nais. Il permet de traverser, en horizontale, les gorges ou « guries » de Tanneverge, et, par cela même, constitue le passage qui, de Sixt, permet d'atteindre le Col de Tanneverge. Ce replat de Schistes oxfordiens, localement interrompu au sommet des Pas Nais, se continue plus au N.E.

3° La partie supérieure, qui forme la pyramide terminale du Pic.

Du belvédère de la *Cantine* du Fer à Cheval, on est à même de constater des plissements intenses, qui affectent le Lias des parois de la base. Le plus important

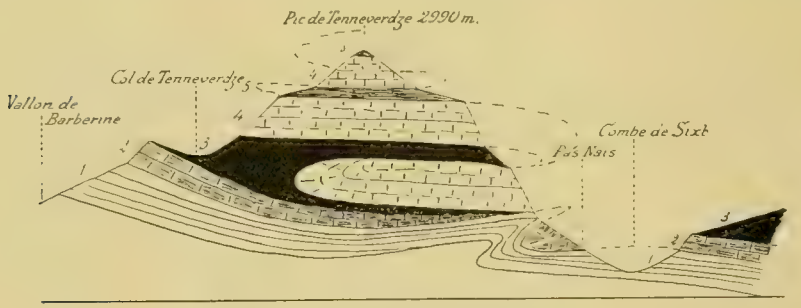


Fig. 6. — Profil du Pic de Tenneverdze.
1. Lias. — 2. Dogger. — 3. Oxfordien. — 4. Malm. — 5. Infravalanginien.

de ces plis, qui a déjà été figuré par Maillard, comprend une charnière anticlinale déjetée de Lias supérieur schisteux, dont le jambage renversé est laminé, qui recouvre un synclinal de Dogger formant tache blanche dans la paroi.

[1] Mat. Carte géol. de la Suisse, nouv. sér., XIXe liv., pl. II, fig. 7

Gagnons le pied des pentes herbeuses des *Pas Nais*, après avoir remonté le lit de la cascade de la *Méridienne* jusqu'à un gros bloc blanc qui se voit de bien loin. Au pied de la montée des gazons affleure le Lias supérieur schisteux. On traverse ensuite le Dogger, qui forme le synclinal que nous avons noté de la Cantine. Ce Dogger est surmonté de Lias calcaire laminé que l'on suit jusqu'au sommet des gazons. Sur ces calcaires, on voit, au sommet du ravin de la cascade de la Méridienne, se superposer des Schistes noirs feuilletés du Lias supérieur. Cette formation, peu épaisse, donne lieu, au pied de la paroi de Malm, à une étroite vire qui permet de traverser la gorge. Il semble donc qu'à cet endroit le Dogger et l'Oxfordien ont été rabotés par un mouvement en avant du Malm superposé. Immédiatement après la traversée de la gorge, on rencontre les Schistes oxfordiens entièrement laminés et pincés entre le Malm et les Schistes noirs du Lias supérieur. Nous ne quittons plus désormais cet Oxfordien, augmentant rapidement d'épaisseur, jusqu'au pâturage de Tanneverge. Le Dogger bien caractérisé manque ici, soit qu'il ait été laminé par un mouvement discordant de la masse superposée, soit que nous ayons ou bien une lacune stratigraphique ou bien un facies semblable à celui du Lias supérieur.

La paroi de Malm qui domine le replat oxfordien débute par des calcaires foncés un peu marneux et lités qui représentent le Lusitanien. Elle est ensuite formée par les calcaires du Malm proprement dits. Cette première paroi de Malm cesse assez brusquement au S.E., dans le pâturage de Tanneverge, où le palier de Schistes oxfordiens se confond avec un palier supérieur formé par les mêmes couches. Ici le Malm dessine une charnière synclinale fermée au S.E., bien visible dans la traversée des Guries. On voit d'autre part très nettement l'étirement du jambage renversé de Malm et la superposition mécanique de la zone supérieure d'Oxfordien sur la série normale.

On trouve, dans les Schistes oxfordiens des Guries, la même faune qu'au Col de Tanneverge, qu'à l'Epaule de la Tour Salière, qu'à Tête Noire (voir p. 435).

Le fond du pâturage de Tanneverge est dans les Schistes oxfordiens. Le Lusitanien forme la crête arrondie qui se dessine du côté du Pic. La paroi qui limite le pâturage de Tanneverge au Sud est formée par les calcaires gréseux, bien lités, du Dogger chevauchant l'Oxfordien. Suivons le bord de l'à pic du Fer à Cheval pour atteindre la cabane des bergers du pâturage qui se trouve presque au pied de la paroi de Dogger. D'ici, nous sommes aux premières loges pour étudier la coupe de la Pointe de Sambet, qui forme la clef de la tectonique de cette région. Malheureusement ce point de vue n'est pas accessible à tous depuis Sixt. Bien que se trouvant sur territoire français, ce pâturage est enalpé par des troupeaux suisses.

Près de la cabane des bergers, on remarque une grande butte de Dogger à

couches verticales. C'est un témoin du front du pli de Dogger, chevauchant l'Oxfordien, qu'on retrouve dans la paroi qui domine le pâturage au Sud.

En remontant le pâturage, on atteint facilement le col de Tanneverge, qui s'ouvre entre le Pic au Nord et la Pointe de Finive (Feniva) au Sud. Il est formé par les Schistes oxfordiens, ainsi que la petite combe qui en descend à l'Est. Ces Schistes du Col de Tanneverge se poursuivent, en un palier jaunâtre, sous la chaîne des Rosses, et se raccordent avec ceux de l'Epaule de la Tour Salière.

C'est à partir du Col que l'ascension du Pic commence. La première paroi que l'on rencontre, sillonnée de cheminées, est en Malm supporté par du Lusitanien. On la traverse à l'W. du Col, puis on arrive à un replat bien visible qui se continue obliquement jusque près du sommet de la Pointe des Rosses et qui supporte un petit glacier sans nom sur la carte. Ce palier est formé d'Infravalanginien noir schisteux dans lequel j'ai trouvé un *Hoplites* voisin du *Neocomiensis*. A partir de ce point, il faut gravir la dernière paroi de Malm, qui nous sépare du sommet, par des cheminées, couloirs et vires sans grandes difficultés, mais d'aspect peu engageant.

Sur l'arête, avant le steinmann, nous avons trouvé des empreintes nombreuses de *Perisphinctes* et d'*Haploceras*. Au steinmann, c'est-à-dire à l'extrémité de l'arête, on trouve le léger chapeau de Néocomien, signalé par M. Haug, et qui se constate de Barberine, tranchant sur le gris des parois du Malm.

Du Col de Tanneverge, un bon sentier conduit à la cabane de Barberine, propriété du C. A. S. L'escarpement au pied duquel passe le sentier, à la cote 2482 de ma carte géologique de 1904, est en Dogger intensément laminé et plissé. On traverse ensuite le Lias pour atteindre le pâturage de Barberine.

En résumé, cette traversée du Pic de Tanneverge nous a montré l'existence de :

1° une zone fortement plissée de Lias avec synclinal de Dogger;
2° une zone laminée d'Oxfordien, manquant au sommet des Pas Nais;
3° une zone de Malm se terminant dans l'Oxfordien, au S.E., dans le pâturage de Tanneverge, par une charnière synclinale;
4° une deuxième zone d'Oxfordien qui, sur le versant W., chevauche le Malm normal, tandis qu'elle se raccorde avec la première zone dans le pâturage de Tanneverge;
5° une deuxième zone de Malm intercalée normalement entre l'Oxfordien et l'Infravalanginien;
6° une zone d'Infravalanginien;

7° une zone de Malm qui chevauche le Néocomien sous-jacent et qui supporte :

8° un chapeau d'Infravalangien formant le sommet.

L'ensemble de ces couches plonge faiblement vers le N.W. *Nous avons donc ici trois anticlinaux couchés superposés.*

La Pointe de la Feniva[1] (Finive) ou de Prat riond (2840m).

Itinéraire : Cabane de Barberine — L'Arevassey — Vieux Emosson — Bas des Cavalles — Pointe de la Feniva.

M. Haug[2] donna, en 1895, le premier profil géologique de la Pointe de Finive. D'après ce savant, cette sommité était formée par une série normale de Trias, Lias et Dogger, couronnée par une puissante assise d'Oxfordien.

En 1904, j'écrivais ce qui suit[3] : « Il faut reconnaître l'existence, dans le massif de Finive, de deux unités tectoniques superposées et séparées par un plan de chevauchement. Le Dogger de la partie supérieure, avec le Lias, sont venus recouvrir la série normale de la base formée de Trias, de Lias et de Dogger avec des Schistes callovo-oxfordiens, conservés du côté S.E. de Finive et enlevés, au contraire, du côté N.W. »

Depuis lors, à la suite de nombreuses courses, j'ai acquis la certitude que ce que j'avais pris, à la Pointe de Finive, pendant mes campagnes de 1902 et 1903, pour des Schistes oxfordiens, n'est rien autre que des Schistes aaléniens. Je reprends donc la description géologique de cette intéressante sommité, en partant de la Cabane de Barberine.

Vue de Barberine, la Pointe de la Feniva offre un profil transversal. Malheureusement, cette sommité n'est pas accessible par cette face, et, pour en faire la coupe, il nous faut suivre l'itinéraire ordinaire qui consiste, de Barberine, à gagner le *Vieux Emosson* par un sentier qui, sur la rive droite de la Barberine, suit le contact du Trias avec le cristallin. Sur le Trias, qui est le prolongement de celui du Col de Barberine, on trouve le Lias qui forme la paroi basale dominant l'*Arevassey*.

[1] Sur la feuille St-Maurice, au 1 : 50000, édition 1905, la *Pointe de Finive* porte le nom de *Pointe de la Feniva* ou de *Prat riond*.

[2] Bull. Carte géol. de France, n° 47, pl. II, fig. 4.

[3] Matériaux Carte géol. de la Suisse, nouv. sér., 19e liv., 1904, p. 18, pl. II, fig. 8.

Du Vieux Emosson, il nous faut gagner le *Bas des Cavales*[1] (2650m), col qui sépare la *Tête du Grenairon* (2731m) de *Têta perfia* (2780m). En montant le couloir de neige qui conduit directement au col, on traverse d'abord une série normale formée de Lias et de Dogger. Ce dernier est recouvert par du Lias et du Dogger qui forme l'arête de la *Têta perfia* au *Cheval Blanc* (Carte Suisse). Au S.W. du Bas des Cavales, dans la *Tête du Grenairon*, on voit de forts replis dans le Dogger.

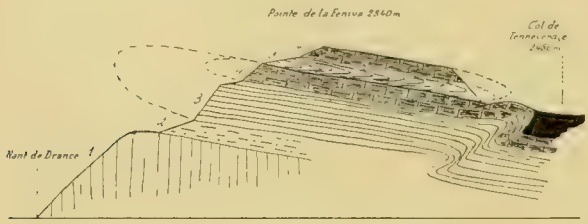


Fig. 7. — Profil de la Pointe de la Feniva.
1. Cristallin. — 2. Trias. — 3. Lias. — 4. Dogger.

La coupe du Bas des Cavalles nous révèle donc l'existence de deux séries normales de Lias et de Dogger. Suivons maintenant ces deux éléments du côté de la Pointe de la Feniva, soit au N. E. Le Lias de la partie supérieure forme, sous Têta perfia, un palier qui s'élève du côté de la Pointe de Feniva et qui conduit sur le col qui sépare ces deux sommités. Le Dogger de Têta perfia, grâce à un relèvement d'axe, n'existe plus au N. E. La série inférieure de Lias et de Dogger s'élève au N. E.; et nous la voyons former la partie supérieure de la Pointe de la Feniva. La partie inférieure de cette sommité est formée par une série normale comprenant: du Trias, du Lias et du Dogger. Cette dernière série se poursuit, au N. E., jusqu'à la Tour Salière, comme on peut s'en rendre compte en montant de Barberine au Col de Tanneverge.

Suivons maintenant ces deux séries au S.W., c'est-à-dire vers le *Cheval Blanc* (Carte Suisse). La série basale, à l'exception du Trias, disparaît sous les alluvions de la plaine du Vieux Emosson pour réapparaître entre le *Col du Génévrier* (2575m) et le *Col du Vieux* (2604m). La série supérieure de Lias et de Dogger se poursuit au S.W. jusque sous le *Col du Grenairon* (2662m), où elle prend fin.

Au *Cheval Blanc* (Carte Suisse), nous trouvons, sur la série basale de Trias, Lias et Dogger, une nouvelle série normale de Lias et de Dogger. C'est cette dernière série qui, en s'élevant vers le N. E., correspond à la partie supérieure que nous avons trouvée au Bas des Cavales. Le Cheval Blanc est donc formé, tout comme la Pointe de Finive, par deux éléments tectoniques superposés et séparés par

[1] Sur ma carte géologique de la chaîne Tour Salière — Pic de Tanneverge (in Matériaux Carte géol. de la Suisse, nouv. sér., 19e liv., 1904), le *Bas des Cavalles* n'est pas marqué; il se trouve entre les points 2720 et 2725.

un plan de chevauchement. Mais l'élément supérieur du Cheval Blanc s'est replié sous la tête du Grenairon, en deux séries, dont l'inférieure vient alors former la série supérieure de la Pointe de la Feniva.

En résumé, la course que nous venons de faire nous a montré l'existence, à la Pointe de la Feniva, de:

1° une zone de Trias;
2° une zone de Lias;
3° une zone de Dogger, chevauchée par
4° une zone de Lias, qui supporte normalement
5° une zone de Dogger.

Au point de vue *tectonique*, la Pointe de la Feniva est formée par deux éléments superposés et séparés par un plan de chevauchement. La série supérieure représente une digitation inférieure du chevauchement du Cheval Blanc.

Grenairon.

Le premier profil du Grenairon est dû à Maillard[1]. Cet auteur voyait dans cette sommité un anticlinal déjeté au Nord, de Lias et de Dogger supportant un synclinal couché formé de bas en haut de: Oxfordien, Malm, Oxfordien, Dogger.

Plus tard M. Haug[2] rectifia le profil de Maillard comme suit: à la base, sur le versant qui domine le Giffre, un synclinal droit de Dogger et d'Oxfordien supportant un anticlinal déjeté de Dogger formant la paroi sous l'alpage de *Commune*. Ce Dogger supporte normalement une série d'Oxfordien, correspondant au palier du pâturage de Commune, de Malm, qui forme la première paroi, et d'Infravalanginien formant palier. Ce dernier supporte à son tour une paroi de Malm renversé qui forme le sommet du Grenairon. Le Malm normal se raccorde au Malm renversé du sommet par une charnière synclinale tournée au Sud.

En 1898 M. Ritter[3] donnait, dans sa coupe montrant les deux plis couchés

[1] Bull. Carte géol. de France, N° 22, p. 29.
[2] Ibid., N° 47, p. 39.
[3] Ibid., N° 61, pl. I.

entre le Massif de Platé et la Dent du Midi, le profil suivant du Grenairon : de bas en haut :

1° une zone de Lias calcaire ;
2° une zone de Lias schisteux ;
3° une deuxième zone de Lias calcaire se raccordant en synclinal avec la première ;
4° une zone de Dogger ;
5° une zone d'Oxfordien ;
6° une deuxième zone de Dogger se raccordant en synclinal avec la première ;
7° une deuxième zone d'Oxfordien intercalée normalement entre du Dogger et du Malm ;
8° une zone de Malm ;
9° une zone d'Infravalangien formant synclinal ;
10° une deuxième zone de Malm se raccordant en synclinal avec la première.

Suivons, le marteau en mains, la coupe de M. Haug ce qui nous amènera à introduire une modification dans l'interprétation de la partie basale de son profil.

Toutes les couches du Grenairon ont un plongement axial très fort au S.W. Si nous montions aux chalets de Commune par le sentier qui part de Nambride-dessous nous ne ferions pas une coupe complète, la série basale ayant déjà disparu en profondeur. Nous partirons donc, à la hauteur du village de Nambride-dessus, de la rive gauche du Giffre pour monter directement aux chalets de Commune par les taillis et les bois.

Dans le lit d'un petit torrent (connu à Nambride sous le nom de *Nant des Vernes*), on rencontre, à l'altitude d'environ 900 mètres, le Lias échinodermique plongeant très fort au S.W. Nous trouvons ensuite les Schistes noirs du Lias supérieur qui supportent une mince zone de Dogger. En atteignant un palier (le *plan des Ravines*), bien visible de la vallée, on touche les Schistes oxfordiens intensément laminés.

Cette série se poursuit dans le cirque du *Fer à Cheval* où elle forme la paroi de base. Les Schistes oxfordiens se raccordent par une vire avec ceux du bas du pâturage de *Tanneverge*. Ils sont chevauchés par une nouvelle série normale comprenant : du Dogger, de l'Oxfordien, du Malm et de l'Infravalanginien (voir pl. 11).

Le contact mécanique entre les Schistes oxfordiens, de la série normale de la base, et le Dogger chevauchant se fait, à l'altitude d'environ 1110 mètres, au pied de l'abrupt de Dogger qui nous sépare des granges de Commune. Cette deuxième

zone de Dogger plonge très fortement au S.W. ; c'est elle qu'on rencontre tout d'abord lorsqu'on effectue la montée aux chalets de Commune par le sentier de Nambride-dessous. Au N.E., cette même zone de Dogger se poursuit par *la Tête Noire* jusqu'à la *Pointe de la Feniva ;* elle forme la paroi supérieure de la partie méridionale du *Fer à Cheval.* L'Oxfordien qu'elle supporte normalement forme le mauvais pâturage de Commune. Cette deuxième zone d'Oxfordien disparaît rapidement au S.W. sous le Malm des *chalets de Commune* et *de la Mouillette* tandis qu'au N.E. elle forme un palier qu'on peut suivre par la *Croix de Commune* (1932^{m}) et *la Tête Noire* (2139^{m}) jusqu'au sommet du *Cheval Blanc* (Carte suisse ou p^{t} 2841 de la Carte de l'Etat-major français). Le Malm normal forme la première grande paroi qui domine les granges de Commune au S.E. Les Schistes infravalanginiens forment, entre cette dernière paroi et l'abrupt de Malm renversé du sommet, un synclinal qui forme palier. Du pâturage de Tanneverge ou même de la Tête Noire on voit que ce synclinal d'Infravalanginien est divisé en deux par un petit anticlinal de Malm.

Des granges de Commune rentrons à Sixt par les chalets de Commune et ceux de la Mouillette et Passy. Aux chalets de Commune nous rencontrons le Malm normal qui ici n'a pas été enlevé complètement par l'érosion. Dès lors, ce sont ces calcaires qui, grâce au plongement axial, forment la partie occidentale du Grenairon. Un peu avant Passy, le Malm sup-

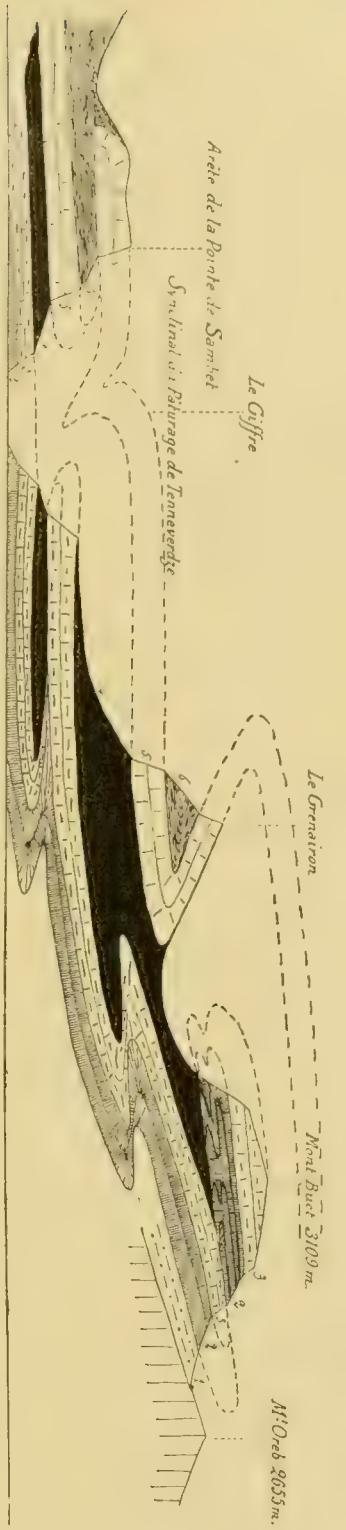


Fig. 8. — Profil Samblet-Grenairon-Buet-Mont Oreb
1. Trias. — 2. Lias. — 3. Dogger. — 4 Oxfordien. — 5. Malm. — 6 Infravalanginien.

porte des Schistes infravalanginiens noirs qui se poursuivent jusque sur la rive gauche du Giffre, un peu en amont de Sixt. Un peu après Passy on entre dans le glaciaire, dont on ne sort plus jusqu'à Sixt.

En résumé, cette course nous a montré au *Grenairon* l'existence de deux éléments tectoniques séparés par un plan de chevauchement :

1° *une série basale* de Lias, Dogger et Oxfordien qui correspond à la série basale du Pic de Tanneverge et de la Pointe de Sambet ;

2° *une série supérieure* comprenant du Dogger et de l'Oxfordien supportant un synclinal couché de Malm avec noyau d'Infravalanginien. Cette série correspond à celle de la Pointe de Ressachat-Pointe Rousse ainsi qu'à celle du Cheval Blanc.

Le Mont Buet.

1. Introduction. — 2. Le Cirque des Fonds et le Col d'Anterne. — 3. L'arête N.E. ou du Cheval Blanc. — 4. L'arête S.W. ou du Col d'Anterne. — 5. La face Sud. — 6. Résumé.

1. *Introduction.*

Necker[1] est le premier géologue qui se soit occupé de cette montagne. Cependant c'est à Alphonse Favre[2] que nous devons la première coupe du Buet, car Necker n'avait pu déterminer l'âge des couches rencontrées.

Pour Alphonse Favre, le Buet était formé par une série normale allant du Trias au Callovien.

En 1888, dans une première campagne, Maillard[3] voyait dans le Buet une série normale du Trias au Dogger. Il n'avait, à ce moment-là, fait que la coupe du versant méridional, où l'Oxfordien n'affleure pas.

Plus tard, ce savant fait la montée du Buet depuis le village des *Fonds*, soit sur le versant occidental, et trouve les Schistes oxfordiens fossilifères près du *Glacier des Baux*. Il fait alors rentrer les calcaires grenus du sommet dans l'Oxfordien supérieur. Le Buet est alors formé, d'après ce savant, par une série normale allant du Trias à l'Oxfordien.

[1] *Mémoire sur la vallée de Valorsine*, Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. de Genève, 1828.
[2] *Recherches géologiques*, t. II, p. 333.
[3] Bull. Carte géol. de France, n° 6, p. 33

M. Haug[1], en 1895, se basa sur cette dernière coupe de Maillard pour établir son profil du Bostan au Salenton.

En 1898, M. Ritter[2] donne une nouvelle coupe du versant méridional du Buet. Cette coupe étant la plus récente, je la reproduis ici tout au long, afin de la pouvoir discuter dans la suite :

« Aussi, une coupe faite depuis Pierre à Bérard au sommet de la montagne montre-t-elle :

« Le cristallin des Aiguilles-Rouges.

« Le houiller, les quartzites du Trias, le lias inférieur calcaire mal développé, le lias supérieur schisteux. (Ces couches représentent la couverture sédimentaire en repos normal.)

« Le lias calcaire, les quartzites du Trias très laminées et qui ont pris une teinte « chamois », le houiller sous forme de grès laminés, les quartzites du trias, le lias calcaire mal développé. (Ces couches représentent la trace de l'anticlinal couché inférieur, celui qui correspond au pli (IV-V) du Mont Joly.)

« Le lias schisteux très développé, et dont l'horizon de lias calcaire est difficile à séparer, forme le synclinal intermédiaire entre les deux anticlinaux couchés.

« Le lias calcaire, les quartzites du Trias, le lias calcaire, forment la trace du pli supérieur qui correspond à l'anticlinal (VI) du Mont Joly. Au-dessus, le lias schisteux monte jusqu'au sommet de la montagne. »

S'il y a loin de la coupe de Maillard à celle de M. Ritter, il y a plus loin encore de cette dernière à la réalité.

Le Buet est la montagne dont la coupe m'a donné le plus de mal. Ce n'est qu'après l'avoir traversé en tous sens, qu'après avoir suivi ses différentes zones, que je me hasarde à en donner une description géologique et à en dessiner un profil.

2. *Le Cirque des Fonds et le Col d'Anterne.*

La route de *Sixt* à *Salvagny* passe sur le fluvio-glaciaire. Le village des *Faix* est situé sur une jolie terrasse postglaciaire. Au sortir de Salvagny, après avoir traversé le cône de déjection du *Nant Sec,* on chemine dans la forêt jusqu'aux chalets des *Frassettes.* Le Malm y affleure à plusieurs reprises. Grâce au fort plongement axial des couches du Grenairon vers le S.W., nous ne tardons pas à traverser les Schistes oxfordiens, le Dogger et le Lias sur lequel les chalets des Fonds sont situés. Cette

[1] Bull. Carte géol. de France, n° 47, p. 37, pl. III, fig. 2.
[2] Ibid., n° 61, p. 14

série normale appartient à la série supérieure du Grenairon. C'est elle qui forme la partie Nord du sauvage cirque des Fonds.

Si la géologie de la rive droite du *Torrent des Fonds* est relativement simple, celle de la rive gauche est des plus compliquée. M. Haug[1] a déjà attiré l'attention sur ce fait en ces mots : « Lorsqu'on se trouve en face des Faucilles de Chantet, on est frappé du contraste qu'offrent, en aval de ce point, les deux versants de la vallée des Fonds : Sur la rive droite, le Jurassique supérieur non plissé, plongeant fortement vers le S.W. ; sur la rive gauche, les mêmes couches présentant le célèbre contournement en C. c'est-à-dire formant un vaste anticlinal couché, dont la charnière est tournée vers le N.W. et dont l'axe est dirigé S.W.-N.E., perpendiculairement à la vallée des Fonds. »

Pour MM. Haug et Ritter, le Malm du flanc normal des « Faucilles de Chantet » ou du pli des chalets de *Fardelet* supporte normalement la série crétacée et tertiaire des Fiz. Or, si l'on examine attentivement, des chalets des Frassettes, le soubassement du plateau d'Anterne, on voit que les choses sont plus compliquées que ne l'ont admis ces auteurs. En effet, si l'on suit des yeux le Malm normal des Faucilles de Chantet, on le voit disparaître rapidement à l'Est, à mi-hauteur de l'abrupt qui sépare le plateau d'Anterne du Torrent des Fonds. Cette première paroi de Malm supporte un palier d'Oxfordien dominé par une seconde paroi de Malm formant le bord du plateau d'Anterne. Mais nous ne nous contenterons pas d'une vue à distance, qui pourrait être trompeuse, et tout à l'heure nous traverserons, marteau en mains, le palier et la paroi supérieure de la *Cascade d'Anterne.*

Continuons, pour le moment, notre route depuis les chalets des Fonds. Après avoir traversé le torrent, on trouve, au commencement de la montée, le Lias, puis le Dogger. Un peu avant d'atteindre les chalets ruinés de *Grasse-Chèvre,* on rencontre l'Oxfordien, qui se poursuit à l'Est sous le *Buet,* où il se raccorde avec celui qui forme la grande combe entre le *Grenairon* et le Buet. Cette série normale correspond donc à celle de la rive droite du torrent des Fonds.

Au-dessus des chalets de Grasse-Chèvre, dans l'abrupt terminal de la cascade d'Anterne, on voit un superbe pli couché de Lias et de Dogger, chevauchant les schistes oxfordiens sur lesquels nous sommes et qui appartiennent à la série supérieure du Grenairon. Le sentier du Col d'Anterne coupe la charnière de Dogger jusqu'au *Bas du Col,* à l'altitude de 2076^{m}. On chemine ensuite sur l'Oxfordien jusqu'aux chalets d'Anterne.

Revenons maintenant aux chalets de Grasse-Chèvre pour gagner les chalets d'Anterne, non plus en évitant la paroi de Malm, comme le fait le sentier en faisant

[1] Bull. Carte géol. de France, nº 47, p. 41.

un crochet à l'Est, par le Bas du Col, mais en l'escaladant. Il nous faut, d'ici, descendre et traverser un couloir, formé dans l'Oxfordien, pour atteindre la base de la paroi de la cascade d'Anterne. Dans ce trajet, nous cheminons sur deux zones différentes d'Oxfordien : la zone de Grasse-Chèvre, de la série supérieure du Grenairon, et la zone d'Anterne, c'est-à-dire celle qui enveloppe la charnière de Dogger chevauchant. Cette dernière zone se poursuit à l'W. au pied de la paroi et forme le

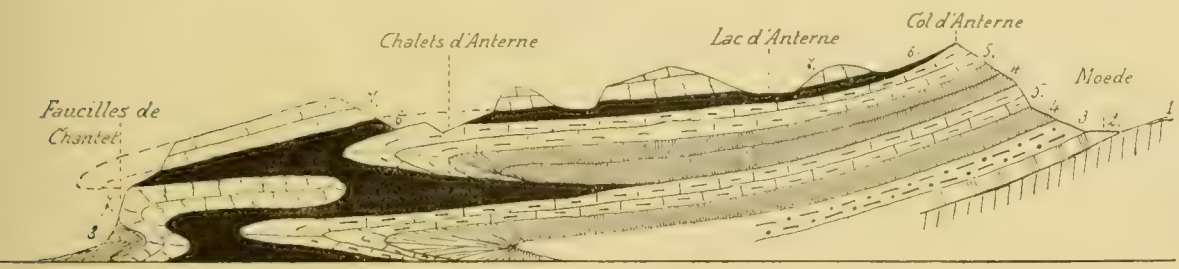


Fig. 9. — Profil Faucilles de Chantet-Col d'Anterne

1. Cristallin. — 2. Houiller. — 3. Trias. — 4. Lias. — 5. Dogger. — 6. Oxfordien. 7. Malm. — 8. Infravalanginien

palier que nous avons remarqué des chalets des Frassettes, sur la rive droite du torrent des Fonds. Cet Oxfordien supporte normalement la paroi de Malm, qu'on traverse par une vire inclinée pour atteindre le pâturage et les chalets d'Anterne.

Toutes les couches plongent axialement au S.W., ce qui explique le fait que le Dogger se trouve, au Bas du Col, à une altitude plus élevée que l'Oxfordien des chalets d'Anterne.

Les *chalets d'Anterne* sont construits au milieu d'un petit cirque dû à l'érosion glaciaire. Un peu à l'amont des chalets, le torrent a creusé profondément, ce qui fait affleurer le Dogger en boutonnière. A l'Est, le cirque est limité par le Dogger, au Sud par le Malm. Ce dernier, recouvrant normalement l'Oxfordien, se poursuit à l'Ouest, où il forme la base de la belle paroi des *Fiz*, et où il supporte les séries crétacée et tertiaire.

D'une manière générale, on peut dire que le plateau d'Anterne se divise en une série de petits cirques glaciaires, comme celui du lac, orientés E.-W., dont le fond est oxfordien et les parois latérales en Malm. Dans la feuille d'Annecy, de la carte géologique de la France, on a donné trop d'extension à l'Oxfordien entre le lac et le Col d'Anterne. Le Malm, qui, à la cascade d'Anterne, a 100 mètres d'épaisseur environ, n'en a plus que 10 à 20 au Col. Les Schistes oxfordiens, tout comme le Dogger, y sont également fortement réduits en épaisseur.

Des chalets d'Anterne, on peut gagner les *chalets de Salles* par le *Collet d'Anterne*, ce qui revient à suivre l'affleurement de Schistes infravalanginiens qui dessinent un palier, entre le Malm et les calcaires valanginiens, aboutissant à la *Cascade de la Pleureuse*.

En résumé, la montée du Col d'Anterne nous a montré, de bas en haut, l'existence des éléments suivants :

1° Un anticlinal couché de Malm (Faucilles de Chantet), avec noyau de Lias, Dogger et Oxfordien supportant à la cascade d'Anterne :

2° Une série normale d'Oxfordien et de Malm sur laquelle repose la série normale crétacée et tertiaire des Fiz.

3. *L'arête Nord-Est ou du Cheval Blanc.*

Itinéraire : Cabane de Barberine. — Le Vieux Emosson. — Col du Génévrier. — Cheval Blanc (Carte Suisse). — Cheval Blanc (Etat-major français). — Point 2883. — Mont Buet.

Nous avons déjà décrit, au sujet de la Pointe de la Feniva (voir p. 493), l'itinéraire de la Cabane de Barberine au cirque du Vieux Emosson. Nous partirons donc de ce dernier point.

Le *Col du Génévrier* (2575^{m}, Carte suisse) est situé entre le Cheval Blanc (Carte Suisse) et la *Pointe à Corbeaux*, tandis que le *Col du Vieux* (2604^{m}) sépare les *Aiguilles de Loriaz* de cette dernière sommité. Le Col du Vieux, comme nous l'avons déjà vu, se trouve dans la zone de Trias, près du contact avec le cristallin du Massif des Aiguilles Rouges de Chamonix, auquel les Aiguilles de Loriaz appartiennent. La Pointe à Corbeaux est formée par le Lias, tandis qu'au Col du Génévrier, on trouve le Dogger normal de la série basale de la Pointe de la Feniva (voir p. 493). Ce Dogger forme un escarpement à la base du Cheval Blanc, au-dessus de la plaine du Vieux Emosson; au S.W., il se poursuit également au-dessus de la série Trias-Lias jusque sur l'arête Est du Mont Buet ou arête du *Mont Oreb*.

En gravissant directement le *Cheval Blanc* (2833^{m},5, Carte suisse) depuis le Col du Génévrier, on trouve le Lias supérieur, avec alternances de bancs calcaires et de bancs schisteux, qui chevauche le Dogger normal du Col. Dans la face Est du Cheval Blanc, on voit ce terrain dessiner plusieurs replis anticlinaux encapuchonnés par les calcaires grenus brun-rouge du Dogger qui forment l'abrupt du sommet. Au sommet même, le Dogger supporte une très faible épaisseur de couches de passage aux Schistes oxfordiens.

Le Lias de la série supérieure du Cheval Blanc se poursuit en palier, au N.E., jusqu'au Col qui sépare *Têta perfia* de la *Pointe de la Feniva*. Le Dogger du sommet du Cheval Blanc se continue au N.E., où il forme l'arête jusqu'à *Têta perfia*. Nous avons vu précédemment que cette série chevauchante du Cheval Blanc se digitait vers le N.W. et que la digitation inférieure formait la série chevauchante de la Pointe de la Feniva.

Au S.W., la série chevauchante du Cheval Blanc se poursuit, en diminuant considérablement, jusque sous le sommet (3109^{m}) du Mont Buet.

En résumé, le *Cheval Blanc* (Carte suisse) est formé par une série basale normale comprenant, de bas en haut :

1° du Trias;
2° du Lias;
3° du Dogger chevauché par une série normale qui comprend :
4° du Lias;
5° du Dogger, avec un faible placage de Schistes oxfordiens.

Abandonnons maintenant la Carte suisse et, la Carte de l'Etat-major français en mains, suivons l'arête qui du point 2841 (= Cheval Blanc de la Carte suisse, cote 2833^{m},5) conduit au Mont Buet.

Nous cheminons pendant quelques minutes sur des Schistes oxfordiens à plongement très fort au N.W. Ils ne tardent pas à être recouverts par du Malm, avec un même pendage, qui n'est que le prolongement au N. E., du Malm normal du *Grenairon*. De l'arête où nous sommes nous voyons ce Malm dessiner deux replis synclinaux, remplis par des Schistes infravalanginiens, et venir, renversé, former le sommet du Grenairon, avec un fort pendage au S. E. Dans la grande combe qui sépare le Grenairon du Buet, les Schistes oxfordiens, après s'être plissés en synclinal, viennent plaquer sur ce Malm renversé.

Ceci dit, gagnons le sommet du *Cheval Blanc* de la Carte française (2819^{m}) ce qui nous donnera l'occasion de voir les Schistes oxfordiens, en position normale sur le *Cheval Blanc* de la Carte suisse, se renverser en synclinal sur le Malm du sommet du Grenairon. Toute l'arête, jusqu'au col qui sépare le point 2883 du sommet du Buet, est en Schistes oxfordiens, intensément laminés, qui m'ont fourni quelques belemnites tronçonnées et quelques ammonites (voir p. 435). Les Schistes oxfordiens se poursuivent sur la face occidentale du Buet, sous forme de palier, pour rejoindre la zone d'Oxfordien des *chalets de Grasse Chèvre*, dans la partie inférieure de la montée des Fonds au Col d'Anterne (voir p. 500).

Vue de notre arête, la face orientale du Buet a une grande ressemblance avec

la face orientale de la Pointe de la Feniva (voir pl. 12). Une grande vire, généralement couverte de neige, visible de très loin, la traverse de l'arête du *Mont Oreb* au col qui sépare le sommet du point 2883. Tout comme à la Pointe de la Feniva, cette vire marque un contact anormal, un plan de chevauchement. En effet, la montée du grand ressaut de l'arête, qui nous sépare du sommet, nous fait voir sur les Schistes oxfordiens, du Lias supérieur schisteux fortement plissé, couronné près du sommet par les calcaires grenus du Dogger, dans lesquels j'ai trouvé une *Belemnites canaliculatus* Schl.

La grande vire de la face orientale du Buet se trouve donc au contact mécanique des Schistes liasiques sur les calcaires du Dogger de la série normale de la base, comme à la Pointe de la Feniva (pl. 15).

Il existe entre le Cheval Blanc (Carte suisse) et la Pointe de la Feniva une relation semblable à celle qui permet de passer du profil du Cheval Blanc à celui du Buet. En effet, nous trouvons au Buet, sur l'arête du Mont Oreb, les éléments suivants, de bas en haut :

1° une zone de Trias ;
2° une zone de Lias ;
3° une zone de Dogger, chevauchée par :
4° une deuxième zone de Lias, qui supporte normalement :
5° une deuxième zone de Dogger.

Cette coupe est la même que celle du Cheval Blanc et de la Pointe de la Feniva. Si la série normale de la base se suit aisément du Buet à la Pointe de la Feniva, il n'en est pas de même pour la série chevauchante.

En résumé, la course que nous venons de faire nous a montré l'existence, dans la chaîne *Buet - Cheval Blanc - Pointe de la Feniva*, de trois plis relayés dont nous chercherons plus tard les relations tectoniques avec les plissements du Malm.

4. *L'arête Sud-Ouest ou du Col d'Anterne.*

Nous avons précédemment étudié la montée du Col d'Anterne sur le versant des Fonds, ce qui nous a permis de constater l'existence de deux anticlinaux couchés dans le Malm. Montons maintenant au Col d'Anterne depuis les chalets d'*Ayer,* soit sur le versant méridional.

Au S. E. des chalets d'*Ayer*, on rencontre, sur la rive droite du *Torrent du Suet*, la coupe suivante relevée par M. Michel Lévy [1], de bas en haut :

1° Grès houiller foncé micacé :
2° Schistes noirs houillers, avec traînées gréseuses et rognons ferrugineux ;
3° Schistes rouges et verts ;
4° Dolomie feuilletée ;
5° Quartzites minces roux ; } Trias.
6° Corgneules ;
7° Schistes noirs du Lias froissés (Aalénien).

Comme on le voit dans cette coupe, le Lias inférieur calcaire manque. Les Schistes aaléniens (n° 7) supportent le Dogger normal qui forme le premier abrupt sur lequel passe le sentier du Col d'Anterne, après les chalets d'Ayer. Ce dernier terrain est chevauché par des schistes aaléniens qui forment palier et qui supportent toute la série normale des Fiz jusqu'au Flysch. Le *Col d'Anterne* est formé dans les Schistes oxfordiens de cette série normale.

Du *Col d'Anterne* au *Col de Leschaud*, on chemine constamment sur une arête formée par le Dogger de la série chevauchante. De l'arête, on voit, sur le versant Nord du Col de Leschaud, une superbe charnière synclinale d'Oxfordien, qui n'est autre que la charnière synclinale de la combe qui se trouve entre le Buet et le Grenairon. Elle est chevauchée sous le Col de Leschaud par le Lias et le Dogger sur lequel nous marchons. L'Oxfordien ne sort donc pas sur le versant Sud de l'arête Col d'Anterne-Col de Leschaud. Nous aurons l'occasion de voir qu'il en est de même sur le même versant du Buet.

Du Col de Leschaud au sommet du Buet, nous suivons encore la série chevauchante de Lias et de Dogger qui formait la dernière partie de la montée du Col d'Anterne.

En résumé, cette course nous a révélé l'existence au Buet d'une série basale normale supportant une écaille de Lias et de Dogger. Cette écaille du sommet se poursuit, au S.W., sur le versant méridional des Fiz, où elle supporte toute la série normale jusqu'au Tertiaire.

5. *La face Sud.*

C'est au *Col de Salenton* que l'on trouve le contact du sédimentaire avec le cristallin. Déjà ici, le Houiller manque et nous trouvons le Trias en discordance sur les Schistes cristallins du massif des *Aiguilles Rouges*.

[1] Bull. Carte géol. de France, n° 27, p. 8.

Maillard[1] a relevé la coupe suivante dans ce Trias, de bas en haut :

1° grès rouge ou verdâtre ;
2° quartzite saccharoïde blanc ;
3° schistes rouges et verts, $0^m,30$-$0^m,40$;
4° dolomie blanche, 2-3^m ;
5° dolomie cristalline, grise ou rosée, 5-6^m ;
6° dolomie vacuolaire, corgneule, $1^m,50$.

Cette bande triasique se poursuit au N.E. et forme le col qui sépare le *Mont Buet* du *Mont Oreb*, formé par les Schistes cristallins.

Le Trias supporte normalement, à l'*Aiguille de Salenton*, des Schistes du Lias. Sur la face même du Buet, ces Schistes sont recouverts par les éboulis du Dogger normal, qui forme un léger abrupt. Ce terrain supporte une écaille de Lias et de Dogger qui forme la partie culminante de la montagne. Cette écaille se poursuit, comme nous l'avons vu précédemment, au S.W. où, à partir du Col d'Anterne, elle supporte tout le reste de la série normale jusqu'au Flysch. Au N.E., on suit cette écaille sur l'arête jusqu'au Col, sans nom sur la carte, qui sépare le Buet du sommet 2883. Plus loin, nous ne trouvons plus trace de cette écaille, qui, étant donné la montée des axes, a été enlevée par l'érosion.

En résumé, cette course ne fait que confirmer la coupe que nous avions établie sur l'arête N.E. et sur l'arête S.W.

6. *Résumé.*

Les différentes courses que nous venons d'effectuer au Buet nous permettent de donner, avec quelque certitude, la coupe géologique de cette montagne. Nous y avons reconnu les éléments suivants, de bas en haut :

1° une série basale normale allant du Trias au Dogger, que surmonte :
2° une écaille de Lias et de Dogger qui forme le sommet.

Au point de vue tectonique, la série normale de la base correspond à la série basale que nous avons reconnue sur le versant Sud du Col d'Anterne et qui, aux *Faucilles de Chantet*, se couche et forme le cœur de l'anticlinal de Malm.

[1] Bull. Carte géol. de France, n° 22, p. 31.

L'écaille du sommet qui, à première vue, pourrait paraître un accident secondaire, prend, du côté du S.W., une grande importance. En effet, nous la suivons sur tout le versant méridional des Fiz, où elle supporte le reste de la série normale. D'autre part, dans la montée du *Col d'Anterne* sur le versant N., nous avons trouvé, dans le Dogger et le Lias, la charnière frontale de cette écaille, qui correspond au chevauchement d'Oxfordien et de Malm de la *Cascade d'Anterne*.

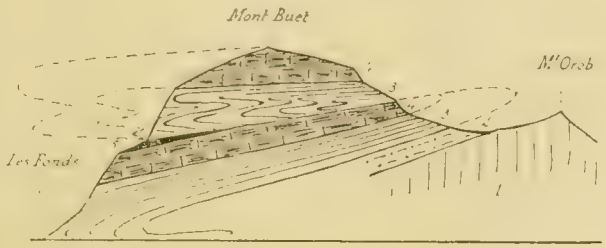


Fig. 10. — Profil du Mont Buet.
1. Cristallin. — 2. Trias. — 3. Lias. — 4. Dogger. — 5. Oxfordien.

Telle que je viens de la donner, la coupe du *Mont Buet* est beaucoup plus simple que celle de M. Ritter. Malgré de patientes recherches, je n'ai nulle part retrouvé les deux retours de Trias que ce savant marque sur la face Sud !

La Pointe de Salles (2494m).

Itinéraire : Sixt. — Chalets de Salles. — Pointe de Salles. — Col de la Portettaz. — Chalets de Platé. — Servoz.

Tandis que les pentes inférieures du *Grenairon*, sur la rive droite du Torrent des Fonds, sont couvertes de Quaternaire qui masque l'allure du pli inférieur de cette montagne, celles de la *Pointe des Places*, sur la rive gauche, nous permettent de suivre l'allure de la carapace crétacée du pli jurassique, dénommé par A. Favre « Faucilles de Chantet », qui domine les *Chalets de Fardelet*. En effet, de Salvagny on voit les calcaires valanginiens et hauteriviens dessiner à la Pointe des Places un anticlinal, avec noyau de Schistes noirs infravalanginiens, déjeté au Nord. Ce pli représente la couverture crétacée du superbe anticlinal de Malm des chalets de Fardelet, dont nous avons parlé précédemment au sujet de la coupe du *Col d'Anterne* (p. 500). Après avoir formé un synclinal peu profond, les calcaires valanginiens et hauteriviens, sous forme d'une grande paroi bien visible dans la *Cascade du Déchargeur*, vont recouvrir l'Urgonien des Tines au confluent du Torrent des

Fonds et du Giffre. Ils supportent normalement le reste de la série sédimentaire. En aval du confluent, on voit l'Urgonien et le Sénonien former une tête d'anticlinal couché dont nous chercherons plus tard les relations avec la série crétacée de la rive droite du Giffre.

A la *cascade du Rouget*, nous rencontrons les Schistes infravalanginiens dans lesquels la base du vallon de Salles est creusée jusqu'à la cascade connue dans le pays sous le nom de *Pleureuse*. Dans le fond du vallon, ces schistes sont recouverts par des matériaux morainiques du glacier de Salles. Dans la pente Ouest du vallon, les Schistes infravalanginiens supportent normalement les calcaires valanginiens et hauteriviens de couleur brunâtre, tranchant avec le gris de la paroi urgonienne qui les domine. Sur le flanc Est, les Schistes infravalanginiens supportent une série normale comprenant : 1° une paroi de Malm qui se poursuit à l'Est, où elle forme l'escarpement supérieur de la *Cascade d'Anterne;* 2° un palier de Schistes infravalanginiens que l'on peut suivre, de la Cascade de la Pleureuse par le *Collet d'Anterne,* jusqu'au Col d'Anterne ; 3° une paroi brunâtre de calcaires valanginiens et hauteriviens puis 4° un abrupt d'Urgonien qui, sous les chalets de Salles, se raccorde avec celui du flanc opposé du vallon.

Les *chalets de Salles* sont construits sur l'Urgonien pseudoolithique qui plonge faiblement au Sud. A l'W. et à l'E. des chalets, on trouve les calcaires grenus de l'Aptien qui supportent les grès noirs glauconieux de l'Albien très riches en fossiles. Entre ces derniers et les calcaires sublithographiques du Sénonien, on trouve une couche de Cénomanien fossilifère, ne dépassant pas 20 centimètres d'épaisseur, qui m'a fourni quelques espèces caractéristiques (voir p. 459).

C'est à Necker que revient l'honneur d'avoir le premier, en 1826, donné une coupe des Fiz où il signalait deux couches de Gault identiques l'une à l'autre et séparées par une grande épaisseur de roches. Alphonse Favre [1] ne put retrouver la seconde couche de Gault. Ce savant néanmoins trouva, à 75 ou 100 mètres au-dessus des chalets de Salles, un bloc de Gault dont la présence en cet endroit le surprit : « Il est probable que, dans cette montagne, il y a quelque pli de terrain ou plutôt quelque dénudation qui a déterminé l'affleurement du Gault à deux niveaux différents. »

En 1891, Maillard [2] expliquait la présence des deux couches de Gault du vallon supérieur par une faille transversale.

M. Douxami [3], en 1905, corrigea l'observation de Maillard, dans une courte note, en faisant remarquer que les deux couches de Gault des chalets de Salles sont dues à un pli secondaire et non à une faille.

[1] *Recherches géologiques,* etc., t. II, p. 253.
[2] Bull. Carte géol. de France, n° 22.
[3] Bull. Carte géol. France, *Revision des feuilles d'Annecy et de Thonon,* n° 105.

Sur le gisement de Gault des chalets de Salles, le géologue d'aujourd'hui se trouve sur un terrain classique dans l'histoire de la Géologie. A cette couche de grès noirs glauconieux sont attachés les noms des *Buckland* et des *Brongniart*, qui, en fixant la contemporanéité du Gault des Fiz, de la Perte du Rhône, de la Normandie et du Sud de l'Angleterre, firent faire un grand pas en avant à la Science géologique.

Au Sud des chalets de Salles, le Gault et le Cénomanien disparaissent sous le Sénonien. Ce dernier terrain ne tarde pas à être chevauché par une série normale comprenant : de l'Urgonien, du Gault, du Cénomanien, du Sénonien et du Nummulitique, qui, sur la pente Ouest du vallon, dessinent une tête d'anticlinal couché. Sur le flanc Est, par contre, on voit la charnière d'Urgonien qui, un peu plus au Nord des chalets de Salles, ne tarde pas à être encapuchonnée par le Sénonien, ce qui donne à ce terrain une épaisseur considérable. Si l'on veut trouver la seconde couche de Gault et de Cénomanien, il faut faire la coupe sur le flanc Est du vallon, au-dessus de la plaine supérieure de Salles. En montant directement des chalets de Salles dans la direction de la *Pointe de Salles*, ce qui aura été certainement le cas d'Alphonse Favre, on ne recoupe pas le Gault, car, comme nous venons de le voir, la charnière anticlinale se trouve ici dans le Sénonien (fig. 12). Le vallon de Salles coupe obliquement ce pli orienté S.W.-N.E.

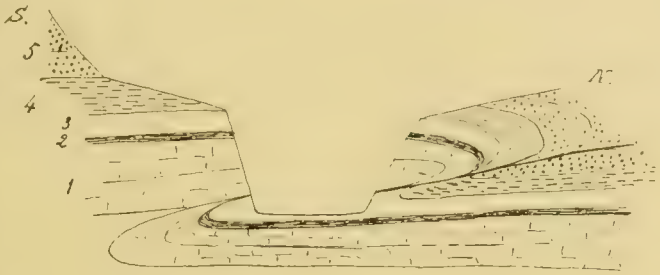


Fig. 11. — L'anticlinal de Salles en amont des chalets.

1. Urgonien et Aptien. — 2. Albien et Cénomanien. — 3. Sénonien. 4. Nummulitique. — 5. Flysch.

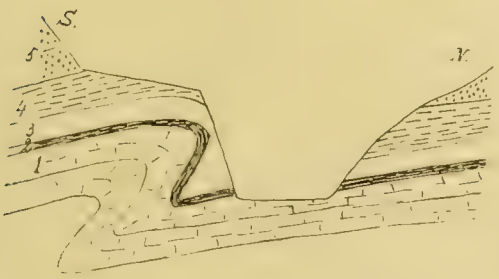


Fig. 12. — L'anticlinal de Salles en aval des chalets.

1. Urgonien et Aptien. — 2. Albien et Cénomanien. — 3. Sénonien. — 4. Nummulitique. — 5. Flysch.

La montée à la Pointe de Salles est intéressante. Au sortir des chalets de Salles, on chemine sur des éboulis qui recouvrent le Sénonien normal de la série

basale. Ils sont dominés par l'anticlinal de Sénonien, qui correspond à la charnière urgonienne du pli que nous avons constaté un peu au Sud des chalets sur les deux flancs du vallon. En cheminant du côté de la Pointe de Salles, soit au N.E., nous voyons l'anticlinal de Sénonien devenir toujours moins déjeté vers le Nord, ensorte que le synclinal sous-jacent, d'aigu qu'il était aux chalets de Salles, devient plus large. Le Nummulitique, qui ne tarde pas à en occuper le fond, se poursuit alors jusqu'au sommet de la Pointe de Salles, tandis que la charnière anticlinale de Sénonien, sous forme de paroi, atteint l'arête entre le point 2721 et la Pointe de Salles. Le Sénonien supporte, au Sud, la série nummulitique, qui débute par des brèches à éléments Sénoniens semblables à celles de l'anticlinal de Bostan, que recouvrent des calcaires gréseux qui passent aux calcaires nummulitiques. Les Schistes et grès du Flysch forment l'arête entre le point 2721 et la *Tête à l'Ane.*

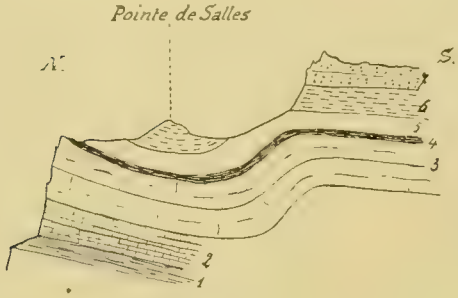


Fig. 13. — L'anticlinal de Salles sous l'arête Pointe de Salles - Tête à l'Ane.

1. Infravalanginien. — 2. Calcaires valanginiens et hauteriviens. — 3. Urgonien et Aptien. — 4. Albien et Cénomanien. — 5. Sénonien. — 6. Nummulitique. — 7. Flysch.

Dans la montée des Chalets de Salles au *Col de la Portettaz,* on peut suivre l'anticlinal de Salles du côté du S.W. La couverture nummulitique de ce pli chevauche sous le point 2476, au N. de la Pointe de Platé, les Schistes du Flysch qui recouvrent le Nummulitique de la base orientale du Désert de Platé. Elle disparaît ensuite sous les Grès du Flysch formant l'arête qui, de la Pointe de Platé, s'étend au Nord jusqu'au point 2476 en passant par le Col de la Portettaz.

Les Schistes et grès du Flysch forment la plus grande partie de l'arête qui, du *Col du Dérochoir,* rejoint la Pointe de Platé. La partie Sud-Ouest du cirque de Salles, sous la Pointe de Platé, est recouverte de blocs énormes de calcaire nummulitique qui proviennent, sans aucun doute, de l'éboulement d'une sommité de l'arête du Col du Dérochoir-Pointe de Platé dans laquelle le Nummulitique formait le noyau d'un repli anticlinal.

La descente du Col de la Portettaz nous fait traverser à nouveau le Flysch. Les chalets de Platé sont situés sur les calcaires nummulitiques qui de là se poursuivent au Nord dans le *Désert de Platé* et, à l'Ouest, vers la *Pointe du Colloney.* Nous décrirons, tout au long, la descente des escaliers de Platé sur Servoz dans le

chapitre suivant qui traite de l'Aiguille de Varens. J'ajouterai seulement que, de Servoz, on voit fort bien, dans la paroi orientale de la Pointe de Platé, réapparaître dans l'Urgonien l'anticlinal des chalets de Salles[1].

En résumé, cette course nous a montré l'existence, à la *Pointe de Salles,* des éléments suivants :

a) Une série basale normale qui comprend, de bas en haut :

1° des Schistes infravalanginiens qui reposent normalement sur le Malm du Col d'Anterne ;
2° des calcaires valanginiens ;
3° des calcaires grenus hauteriviens ;
4° l'Urgonien pseudoolithique ;
5° les grès de l'Aptien ;
6° les grès glauconieux de l'Albien ;
7° les grès du Cénomanien, et enfin :
8° les calcaires sublithographiques du Sénonien qui, au Sud des chalets de Salles, sont chevauchés par :

b) Une tête d'anticlinal couché, sans flanc renversé, comprenant les termes suivants :

9° Urgonien ;
10° Aptien ;
11° Albien ;
12° Cénomanien ;
13° Sénonien ;
14° Nummulitique, et
15° Flysch.

Vers le N.E., ce pli-faille passe à un anticlinal, presque une flexure, avec élargissement du synclinal sous-jacent.

[1] Mon manuscrit était déjà entre les mains de l'imprimeur lorsque parut l'intéressante note de M. Hitzel, *Sur un pli-faille couché dans la paroi Sud du soubassement de la Pointe de Platé,* près Chedde (Hte-Savoie). Archives des Sc. Phys. et nat. Genève, t. XXX, p. 387-391, 1910.

Aiguille de Varens.

Itinéraire : Passy. — Bay. — Chalets de Varan. — Aiguille de Varens. — Chalets de Platé. — Escaliers de Platé. — Pâturages de Pré Coutens.

De *Passy* à *Bay*, on ne rencontre pas d'affleurements de roche en place, il n'y a que du glaciaire. Un peu au-dessus de ce dernier village, le chemin qui conduit aux *chalets de Varan*, traverse les *Schistes aaléniens* à concrétions siliceuses. On voit ensuite les *calcaires gréseux* du *Dogger* formant un léger abrupt. Ils supportent les *Schistes oxfordiens*, sur lesquels on chemine quelque temps pour gagner le bas de la paroi grise de *Malm*. Dans la traversée de cette dernière, on touche les *calcaires noirs*, à cassure esquilleuse, qui supportent vers le haut les couches de l'*Infravalangien*, sur lesquelles sont construits les *chalets de Varan*. Le facies de l'Infravalangien paraît être un terme de passage entre le facies schisteux du Col de Sagerou et le facies plus calcaire du Nant d'Arpenaz. Il est identique à celui des couches que l'on rencontre sur l'arête du Mont Ruan et qui, en cet endroit, forme un terme de passage entre le Malm et les Schistes noirs infravalangiens.

Des chalets de Varan, un grand couloir, en partie recouvert d'éboulis, permet de traverser facilement la paroi d'Urgonien et conduit directement à la base de l'Aiguille. On peut éviter cette montée monotone en tenant la droite du couloir, à partir des chalets, et en escaladant les gazons dans lesquels affleurent les *calcaires grenus bruns* de l'Hauterivien, passablement schisteux, puis l'Urgonien représenté à la base par des *calcaires pseudoolithiques* et au sommet par des couches plus homogènes. Durant cette montée, on ne voit pas l'équivalent des calcaires valanginiens de la rive droite du Giffre. Si l'on escalade la paroi d'Urgonien sur la droite, au lieu de monter le couloir, on a l'avantage de rencontrer les calcaires sublithographiques du Sénonien, après avoir traversé une faible zone de grès glauconieux du Crétacé moyen. Toutes ces formations plongent vers le Sud et axialement vers l'Est.

Les chalets de *Barme Rousse*, depuis quelques années abandonnés, sont sur le Sénonien et non pas sur le Nummulitique, comme l'indique la carte de M. Ritter[1].

La pyramide terminale de l'Aiguille de Varens est entièrement urgonienne. Du sommet, on voit au N.E. une aiguille, sans nom sur la carte, qui s'élève au-des-

[1] Dans le Bulletin n° 60 de la Carte géol. de la France.

sus de l'arête qui conduit à la Pointe du Colloney. C'est ce que les alpinistes appellent l'*Aiguille Rousse de Varens*, étant donné sa couleur brunâtre, due aux sédiments du Crétacé moyen et du Sénonien, qui tranche avec le gris blanc de l'Urgonien sous-jacent.

Environ aux deux tiers de l'arête principale qui, de l'Aiguille de Varens, se dirige vers la Pointe de Colloney, se détache une arête secondaire de direction N.W.-S.E. Elle borne à l'E. le cirque des chalets de Barme Rousse. Grâce au plongement axial vers l'Est, cette arête secondaire est formée entièrement par la série du Nummulitique et non pas, comme l'indique la carte de M. Ritter, par du Sénonien avec un petit chapeau de Nummulitique.

Le Nummulitique, dans cette coupe, ne débute pas, comme c'est le cas plus à l'Est, par des conglomérats. A la base, nous trouvons des *Schistes gréseux* avec intercalations de bancs de grès quartzeux, puis les *Calcaires nummulitiques*.

De la base de l'Aiguille de Varens pour gagner les chalets de Platé, il faut traverser l'arête secondaire nummulitique, dont nous venons de parler, par un petit col bien visible, et cheminer toujours sur les calcaires nummulitiques qui tout naturellement conduisent au Désert de Platé, après avoir traversé l'entrée du petit cirque qui s'appuie à la Pointe de Colloney. Cet itinéraire, différent de celui figuré sur la carte de l'Etat-major français, des chalets de Barme Rousse aux chalets de Platé, permet au géologue de faire au marteau la coupe du Crétacé moyen avant de traverser l'arête nummulitique. Sur l'Urgonien, on trouve, en effet, les grosses brèches de l'*Aptien*, à éléments urgoniens, d'une épaisseur d'un mètre environ. Elles supportent des grès siliceux avec glauconie de l'*Albien*, dans lesquels j'ai trouvé un fragment de *Schloenbachia* et un mauvais échantillon d'*Acanthoceras Brottianum* d'Orb. Au-dessus, séparant ces grès glauconieux du Sénonien, on trouve des *grès siliceux* (0^{m},50 d'épaisseur), qui représentent vraisemblablement le *Cénomanien*.

Des *chalets de Platé*, effectuons la pénible descente sur *Chedde* par les escaliers de Platé, ce qui permet de faire au marteau la coupe complète de la paroi des Fiz.

Nous traversons d'abord la série nummulitique très épaisse. Le contact avec les calcaires du Sénonien est difficile à saisir, car ils ont subi un laminage intense qui leur donne un aspect lustré et un toucher onctueux. Ils sont cependant reconnaissables à la cassure. On traverse ensuite les couches du Crétacé moyen et la paroi d'Urgonien, puis le sentier descend dans des éboulis. Si, de ce point l'on examine avec soin la paroi, directement sous la *Pointe de Platé*, on y voit l'accident tectonique que M. Ritter[1] a décrit en ces mots : « L'on voit depuis ici[2] le haut du cirque

[1] Bull. Carte géol. de France, n° 60, p. 209.

[2] Base des éboulis

formé, à droite et de haut en bas, par la série des couches du calcaire nummulitique, du sénonien, du gault, de l'urgonien et des calcaires hauteriviens. Toutes ces couches paraissent reposer en bancs parfaitement horizontaux et se suivent au N.E. le long de l'arête des Fiz. Au-dessous de cet abrupt supérieur, l'on a une série de couches plus disloquées, qui montrent, en descendant jusqu'au point d'observation, le Sénonien qui bute, sous les calcaires hauteriviens, le gault, l'urgonien, les calcaires hauteriviens.

Ces quatre couches montent de biais et paraissent s'enfoncer en coin en un biseau oblique sous les terrains supérieurs.

Elles vont former toute la partie gauche de l'amphithéâtre à un moment donné; cependant le sénonien et le gault disparaissent laminés à la pointe de leur biseau; l'urgonien de la couverture du Prarion, situé au-dessous de ces deux terrains, suit et coupe en biais les calcaires hauteriviens de la couverture des Fiz, qui lui sont alors superposés, ces derniers disparaissent à leur tour, et *les deux bandes urgoniennes de la couverture des Fiz et du Prarion se confondent en une barre unique et énorme qui se continue jusqu'au sommet de l'Aiguille de Varens* en diminuant progressivement d'épaisseur ».

Discutons un peu ces observations, ce qui nous amènera à montrer que là où M. Ritter a vu un décrochement horizontal il y a une faille :

En effet, le contact entre la série supérieure et la série inférieure n'est pas visible, à cause des éboulis; d'autre part, le Sénonien, sur la petite arête qui sépare notre amphithéâtre de l'éboulis d'Ayer, bute *contre* le milieu de la paroi d'Urgonien, tandis que plus à l'W., près du sentier des chalets de Platé, il bute *contre* la base de la même paroi, et non pas *sous l'Hauterivien,* comme le dit M. Ritter. Enfin, comme ce dernier auteur l'a du reste fort bien observé, *les couches de la série basale sont disloquées,* et j'ajouterai qu'elles *plongent vers le Nord,* tandis que les couches des Fiz, en cet endroit, plongent vers le Sud.

Ces différents faits d'observation m'amènent à infirmer la théorie de M. Ritter, d'après laquelle la série basale représenterait les couches qui étaient en repos normal sur le Prarion et qui, ayant subi le même décrochement que cette montagne, ont été obligées à venir se coincer entre les couches supérieures des Fiz en repos normal sur les Aiguilles Rouges, suivant un plan incliné au S.E.

La série du Prarion de M. Ritter n'est rien autre qu'une partie de la série normale des Fiz qui s'est affaissée le long d'un plan de faille longitudinal.

M. Maurice Lugeon[1] estimait, déjà en 1900, que le décrochement du Prarion décrit par MM. Michel-Lévy et Ritter, était contestable, car il se trouve placé en

[1] *Les dislocations des Bauges,* Bull. Carte géol. de France, n° 77, p. 103, note 2.

arrière du grand synclinal transversal de Platé. Le Trias du Pont Pélissier pourrait être considéré, d'après ce savant, comme un reste de la charnière triasique de ce pli. « Le Prarion serait ainsi séparé de Pormenaz non par un décrochement, mais par un pli transverse, suivant le tracé duquel les plis ordinaires seraient moins serrés, ce qui amènerait l'élargissement si remarquable du synclinal de Chamonix ». Plus loin, M. Lugeon fait remarquer que l'accident de l'Aiguille de Varens, signalé par M. Ritter comme un contre-coup du décrochement du Prarion, est un *chevauchement* qui paraît être la continuation du pli-faille du Prarion.

J'ai traversé, comme je l'ai dit plus haut, la paroi urgonienne de l'Aiguille de Varens, d'épaisseur parfaitement normale. S'il y avait eu chevauchement d'une série d'Urgonien sur une autre série d'Urgonien, la paroi serait de beaucoup plus épaisse; on y trouverait un plan de chevauchement, la série inférieure serait disloquée, puisque tel est le cas de l'Urgonien de la série basale de M. Ritter. De plus, le Sénonien serait, plus à l'Est, chevauché par l'Urgonien! — Or aucune de ces conditions n'est réalisée.

En résumé, l'accident de l'Aiguille de Varens n'est qu'une faille longitudinale.

La Pointe de Sambet.

Itinéraire : Nambride-dessus — Granges de la Joux — Col de Treko (sans nom sur la Carte de l'Etat-major; entre la Pointe de l'Avaudrue et la Pointe de Sambet) — Chalets de Salvadon — Sixt.

La première coupe géologique de la Pointe de Sambet fut publiée, en 1867, par Alphonse Favre[1]. Cet auteur voyait dans cette montagne une série normale comprenant du Lias et du Dogger.

Maillard[2], en 1891, décrivit la Pointe de Sambet comme formée par une série normale comprenant : Lias, Dogger, Oxfordien et Malm.

M. Haug[3], en 1895, se basa sur la coupe de Maillard pour établir son profil du Bostan au Salenton.

En 1898, M. Ritter[4] trouva dans la Pointe de Sambet les plis II-III et IV-V du Mont Joly. Il se basait sur la coupe suivante, de bas en haut : 1° Lias inférieur

[1] *Recherches géologiques*, etc., t. II, p. 267.
[2] Bull. Carte géol. France, n° 22, p. 25.
[3] Ibid., n° 47, pl. III, fig. 1.
[4] Ibid., n° 61, pl. I et III.

calcaire; 2° Lias supérieur schisteux; 3° Lias inférieur calcaire ; 4° Lias supérieur schisteux; 5° Dogger; 6° Oxfordien; 7° Malm. Or, cette succession de terrains ne concorde pas avec la carte géologique qui accompagne le mémoire de M. Ritter.

En 1905, M. Jacob [1], reprend la coupe de Maillard pour établir ses profils au travers du massif crétacé au Nord du Giffre.

En 1906 [2], je me suis également basé sur la coupe de Maillard pour infirmer certaines conclusions de M. Jacob.

Ce n'est qu'en 1908 [3] seulement que je me rendis compte, en étudiant la Pointe de Sambet depuis le pâturage de Tanneverge, que la coupe de Maillard était fausse. Nous avions donc, mes prédécesseurs et moi, construit des profils ou tiré des conclusions en nous appuyant sur une mauvaise base, nos résultats ne pouvaient être qu'erronés.

La Pointe de Sambet renferme la clef de la tectonique de la région qui nous occupe. En effet, c'est dans cette montagne, peu engageante, que l'on trouve le raccord entre, d'une part, la chaîne jurassique Finive - Cheval Blanc - Buet et le Grenairon, et,d'autre part, la chaîne crétacée Pointe de l'Avaudrue - Pointe Rousse - Rochers de Criou.

Faisons donc au marteau la coupe de la Pointe de Sambet sur le versant oriental qui domine le Giffre :

De Nambride-dessus, il nous faut gagner les pâturages de *La Joux*. A peu de distance du village, nous traversons le Dogger normal, qui se poursuit au N. E. en se relevant considérablement, tandis qu'au S.W. il plonge sous la plaine, un peu en aval de Nambride-dessous. Il supporte les Schistes oxfordiens, qui forment un grand palier, occupé par des pâturages, se continuant au N. E. jusqu'au-dessus des *chalets de Borée*. Nous suivons l'Oxfordien jusqu'au moment où nous nous trouvons directement sous le sommet de la Pointe de Sambet, à l'altitude d'environ 1440^{m}. Par un couloir herbeux, qui traverse les couches du Lusitanien, on gagne la base de la paroi de Malm à l'altitude de 1540^{m}. (Ce point porte, dans le pays, le nom de Barmot des Platelet.) La traversée de la paroi de Malm se fait sans aucune difficulté. En ce point, elle n'a guère que 110 mètres d'épaisseur. On arrive ainsi à la zone supérieure de pâturages sur les Schistes infravalanginiens.

Si l'on suit, au N. E., comme je l'ai fait une fois, le contact du Malm normal et de l'Infravalanginien, on atteint le lac de Vogealle. Cette traversée, qui ne doit être tentée que par des personnes ayant pied sûr et bonne tête, permet de se rendre compte d'une erreur que comporte la Carte topographique de l'Etat-major. En

[1] Bull. Carte géol. de France, n° 108, p. 5 et pl. II, n° 1.
[2] Archives des Sc. phys. et nat., t. XXII, 1906, p. 544.
[3] L.-W. Collet. *Géologie de la Pointe de Sambet*. Archives des Sc. phys. et nat., t. XXVII, 1909, p. 84.

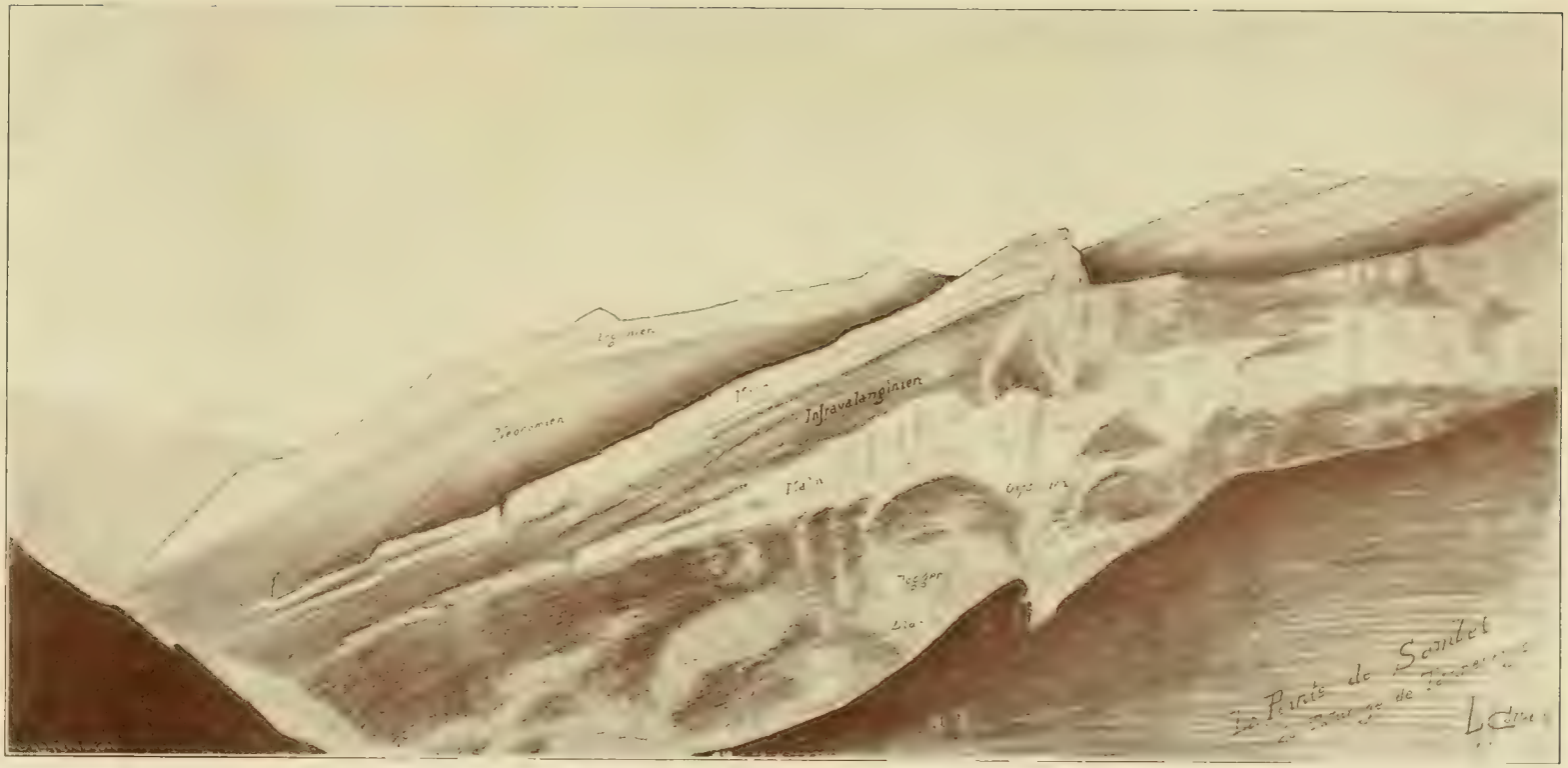


Fig. 14. — Le chevauchement de la Pointe de Sambet vu du pâturage de Tanneverge.

effet, la paroi de Malm que nous venons de traverser *se poursuit jusqu'au lac de Vogealle,* tandis que sur la Carte de l'Etat-major elle s'arrête aux *chalets de Borée.* D'autre part, nous trouvons sur la même carte que la paroi terminale de la Pointe de Sambet se continue jusqu'aux chalets de Vogealle. C'est une grave erreur, la paroi terminale de Sambet (sans bout) dominant de 2 à 300 mètres le col qui sépare cette sommité de la Pointe de l'Avaudrue et n'ayant aucune prolongation au N.N.E. Ceci dit, revenons à la géologie.

Les Schistes infravalanginiens en position normale supportent une belle paroi de Malm qui forme le sommet de la Pointe de Sambet. Gagnons, par des pentes herbeuses dites « lanches d'Enfer », le Col entre la Pointe de Sambet et la Pointe de l'Avaudrue. Ce col, auquel les gens du pays donnent le nom de Col de Tréko, est formé par les Schistes infravalanginiens qui, au N., forment la base de la Pointe de l'Avaudrue. Il est dominé au S.W. par la paroi terminale du Malm de Sambet. On peut se rendre compte facilement d'ici que le Malm de Sambet chevauche les Schistes infravalanginiens et que ce contact n'est pas stratigraphique, mais bien mécanique. La descente sur les *chalets de Salvadon* se fait dans les Schistes infravalanginiens. Au Sud des chalets, on peut encore constater le contact mécanique du Malm de Sambet sur les Schistes noirs.

En descendant sur Sixt depuis les chalets de Salvadon, on voit, un peu au S.W. de ces derniers, le Malm de Sambet dessiner une charnière anticlinale dirigée au Nord. Axialement, ce Malm plonge fortement au S.W. Il disparait sous les éboulis un peu en amont de Sixt, aux *Brasses.* Il supporte normalement, sur la rive droite du torrent de Salvadon, des Schistes infravalangiens, les calcaires valanginiens, les calcaires hauteriviens et l'Urgonien qui forme le sommet de la *Pointe de Ressachat. Le Malm qui forme le sommet de la Pointe de Sambet appartient donc à la série normale de la Pointe de Ressachat et de la Pointe Rousse.*

En résumé, cette course nous a montré l'existence de :

1° une zone de Dogger;
2° une zone de Schistes oxfordiens, qui se poursuit, au N. E., jusqu'aux chalets de Borée;
3° une zone de Malm que l'on peut suivre, au N. E., jusqu'à Vogealle;
4° une zone d'Infravalanginien, qui forme, au Col de Tréko, la base de la série crétacée de la Pointe de l'Avaudrue;
5° une deuxième zone de Malm, qui forme le sommet de la Pointe de Sambet, chevauchant les Schistes infravalanginiens en position normale;

6° une deuxième zone de Schistes infravalanginiens intercalés normalement entre le Malm et les calcaires valanginiens;
7° les calcaires valanginiens;
8° les calcaires hauteriviens;
9° l'Urgonien.

L'ensemble de ces couches plonge axialement fortement, au S.W., vers la vallée du Giffre, où elles disparaissent en profondeur. Nous notons ici la présence de deux éléments tectoniques superposés et séparés par un plan de chevauchement (voir fig. 14).

La Pointe de l'Avaudrue (2672m).

Itinéraire : Sixt — Chalets de Salvadon — Pointe de l'Avaudrue — Lac de Foilly — Chalets de Foilly — Vallon du Clévieux — Samoëns.

La première coupe géologique de la *Pointe de l'Avaudrue* est due à Alphonse Favre[1]. Ce savant reconnut les terrains suivants, à partir des chalets de Salvadon :

1° le calcaire néocomien;
2° le terrain urgonien;
3° le gault ou terrain albien;
4° calcaire gris sans fossiles (Sénonien);
5° grande épaisseur de calcaire avec de nombreux *Orbitolites lenticularis* Blum. du terrain aptien;
6° seconde couche de gault, très fossilifère, séparée de la première par une épaisseur de 70 à 100 mètres de roches;
7° calcaire gris puissant (Sénonien);
8° calcaire gris nummulitique.

« La coupe que je viens de décrire, écrivait Alphonse Favre, est fort extraordinaire, les couches paraissent parallèles les unes aux autres et ne montrent aucune trace de contournements ou de failles, qui pourraient expliquer la superposition des deux couches de gault. Nous devons, en effet, admettre la présence d'une dislocation dans cette montagne, plutôt qu'une exception aux lois de la Paléontologie. »

[1] *Recherches géologiques*, etc., t. II, p. 267.

En 1889, Maillard[1] donna un croquis de la Pointe de l'Avaudrue. Pour ce savant cette sommité était formée de deux séries normales : l'une, basale, allant du Néocomien au Gault, en supportant une autre comprenant les terrains suivants : Aptien, Gault, Sénonien et Nummulitique au sommet. Cette coupe ne diffère de celle d'Alphonse Favre que par l'absence du Sénonien dans la série normale de la base. Il est hors de doute que si Maillard eut vécu il aurait revu ce profil établi par le mauvais temps.

En 1895, M. Haug[2], puis M. Ritter[3] en 1898 dessinent à la Pointe de l'Avaudrue un large synclinal comprenant une série normale du Néocomien au Nummulitique.

M. Charles Jacob[4], chargé de la revision du petit massif crétacé situé entre la vallée du Giffre et la frontière suisse, a simplement reproduit une coupe que Maillard donnait comme préliminaire.

La présence de calcaires nummulitiques, formant la crête de la Pointe de l'Avaudrue, m'a toujours paru quasi impossible. En effet lorsqu'on étudie cette sommité, soit de la vallée, soit du pâturage de Commune ou de celui de Tanneverge, rien dans son relief ne donne l'impression d'un contact normal de Sénonien et de Nummulitique, si caractéristique dans le reste de notre région. Faisons donc à nouveau, marteau en main, la coupe de cet intéressant belvédère :

De Sixt au *Miche* on traverse le Malm du sommet de la Pointe de Sambet. A partir du Miche, le sentier qui conduit aux *chalets de Salvadon* suit presque continuellement le contact du Malm avec les Schistes infravalanginiens. Ces derniers supportent normalement les calcaires valanginiens, l'Hauterivien et l'Urgonien, qui forment l'abrupt de la *Pointe de Ressachat*. Toutes ces couches se relèvent très fortement dans la direction du N.E. Comme nous l'avons vu, au sujet de la coupe de la Pointe de Sambet, le Malm dessine une charnière anticlinale peu avant les chalets de Salvadon, sur la rive gauche du torrent. Le reste de la série de la Pointe de Ressachat, Néocomien et Urgonien, chevauche obliquement la série de la Pointe de l'Avaudrue. Les Schistes noirs infravalanginiens n'arrivent pas à la crête terminale de la Pointe de l'Avaudrue, où ce sont les calcaires valanginiens qui reposent mécaniquement sur l'Aptien de la série supérieure de la Pointe de l'Avaudrue.

Les *chalets de Salvadon* sont situés sur des Schistes infravalanginiens qui appartiennent à la série de la Pointe de l'Avaudrue. Ce sont ces mêmes Schistes qui

[1] Bull. Carte géol. de France, n° 6, 1889, pl. VI, fig. 4.
[2] Ibid., n° 47, 1895, pl. III, fig. 2.
[3] Ibid., n° 61, 1898, pl. n° 1.
[4] Ibid., n°108, 1895, pl. II, n° 1 et n° 2.

affleurent sur le versant Sud de la Pointe de Sambet, où ils sont chevauchés par le Malm du sommet qui, comme nous venons de le voir, appartient à une autre série : celle de la Pointe de Ressachat ou, ce qui revient au même, celle de la Pointe Rousse-Rochers de Criou. L'Infravalanginien de Salvadon appartient, tout comme la série de la Pointe de l'Avaudrue qu'il supporte, à la série basale de la Pointe de Sambet (voir p. 517).

Ceci dit, montons directement, des chalets de Salvadon au sommet de la Pointe de l'Avaudrue. C'est le meilleur moyen de ne rien manquer. Après les éboulis qui masquent les calcaires valanginiens, on traverse les calcaires grenus, bruns, de l'Hauterivien qui supportent normalement l'Urgonien. Sur ce dernier terrain se trouve un palier dû, sans aucun doute, à l'Aptien et à l'Albien qui, ici, sont recouverts par des éboulis. Si l'on veut trouver ces deux terrains, il faut suivre le palier au N.E., et l'on ne tarde pas à voir le 1er Gault d'Alphonse Favre, supportant une superbe charnière de Sénonien. Revenons sur nos pas le long de la vire, et élevons-nous dans la direction du sommet. Sur le Sénonien que nous venons de voir, nous trouvons l'Aptien inférieur (Bedoulien) à Orbitolines, l'Aptien supérieur gréseux, puis l'Albien. C'est le 2me Gault d'A. Favre, très riche en fossiles. Il supporte une mince zone de Cénomanien fossilifère (voir Stratigraphie, p. 458) qui passe graduellement, par disparition de la Glauconie et du Quartz, aux calcaires sublithographiques du Sénonien.

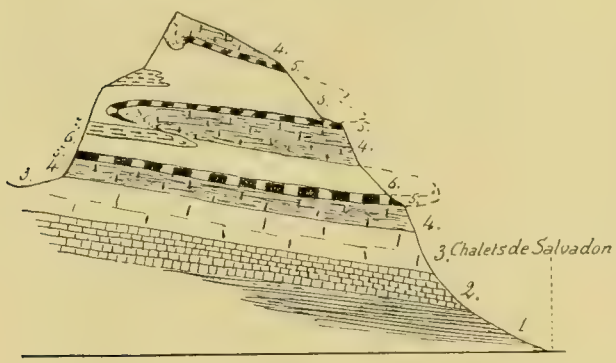


Fig. 15. — Profil de la Pointe de l'Avaudrue.

1. Infravalanginien. — 2. Valanginien et Hauterivien. — 3. Urgonien. 4. Aptien. — 5. Gault et Cénomanien. — 6. Sénonien. — 7. Nummulitique.

Le sommet de la Pointe de l'Avaudrue (connu dans le pays sous le nom de « melon ») est séparé du reste de l'arête S.W. par une profonde entaille ou col. Pour atteindre ce dernier, du point où l'on quitte le Cénomanien, on chemine constamment sur le Sénonien. Nous trouvons, dans la base du ressaut d'arête qui limite notre selle au S.W., l'explication d'une pareille épaisseur de Sénonien, sous forme d'une superbe charnière synclinale (voir pl. 9, fig. 2). Montons le ressaut de l'arête et suivons cette dernière au S.W., nous mon-

terons plus tard sur le « melon ». Sur le Sénonien, en synclinal, nous trouvons de l'Albien fossilifère, *c'est le 3me Gault.* Il supporte : l'Aptien supérieur, puis l'Aptien à Orbitolines. En suivant l'arête au S.W., les calcaires à Orbitolines ne tardent pas à passer à des *Schistes à Orbitolines,* facies que je n'ai rencontré nulle part ailleurs. On arrive ainsi au contact mécanique de la série Pointe Rousse-Rochers de Criou sur la série de la Pointe de l'Avaudrue. Là, les calcaires valanginiens de la première série reposent mécaniquement sur les Schistes à Orbitolines de la dernière.

Revenons au Col et montons au sommet. Sur le Sénonien du col nous trouvons les brèches de l'Aptien supérieur qui, au *sommet même,* supportent les calcaires à Orbitolines de l'Aptien inférieur. Si, du Col, on a gagné le sommet directement par l'arête, on voit que ces deux derniers terrains forment une tête anticlinale plongeant dans le Sénonien sous-jacent. Le 3me Gault manque donc directement sous le sommet.

Alphonse Favre déclara n'être pas monté jusqu'au sommet. Le Nummulitique qu'il a dessiné au sommet, il l'a supposé tout naturellement comme recouvrant normalement le Sénonien sur lequel il s'arrêta. Sa coupe est exacte jusque-là.

Du sommet, on jouit d'un panorama splendide à tous les points de vue. Le massif du Mont-Blanc, avec son cortège d'aiguilles, fascine l'alpiniste, tandis que le géologue ne peut assez admirer le massif calcaire des Rosses et du Pic de Tenneverdze (voir pl. 17).

Gagnons la partie occidentale du *Glacier de Foilly,* en suivant prudemment, pendant quelques minutes, l'arête N.E. formée par le Sénonien.

Comme l'a déjà fait remarquer M. Jacob[1], la carte de l'Etat-major est bien loin de donner une représentation, même approximative, de la topographie du profond vallon[2] qui sépare l'arête *Pointe Rousse-Pointe de l'Avaudrue* d'une arête qui lui est parallèle, sans nom sur la carte, et dont l'extrémité N.E. porte la cote 2665[3]. La fig. 2 de la pl. 15 est destinée à remédier, en ce point, à la défectuosité de la carte qui, sous le nom de *Glacier de Foilly,* réunit deux petits glaciers, le glacier *occidental* et le glacier *oriental* de Foilly, dont les contours sont aujourd'hui très réduits.

La petite arête qui sépare le glacier occidental, sur lequel nous sommes, du glacier oriental, est constituée par les brèches rouges du Nummulitique inférieur qui, en ce point, forment synclinal dans le Sénonien. Ce dernier, renversé, forme la paroi qui nous sépare du sommet et que nous venons de descendre. Le Sénonien se

[1] Bull. Carte géol. de France, nº 108, p. 4, note inframarginale.
[2] *Vallon des Chambres.*
[3] M. Perret désigne actuellement ce sommet comme : *Pointe Rousse des Chambres.*

poursuit au S.W. jusqu'au bord du *lac de Foilly*. La descente de la paroi qui sépare le palier, sur lequel repose le glacier occidental, du fond du vallon, nous permet de constater, de haut en bas, les terrains suivants : Sénonien, brèches nummulitiques rouges et Sénonien. Nous voyons donc, sans aucun doute, sur le versant Nord de la Pointe de l'Avaudrue, les plis du versant Sud se répercuter dans des terrains plus jeunes, comme le Sénonien et le Nummulitique. J'ai essayé de synthétiser ces observations dans la fig. 15.

En remontant le thalweg du « Vallon des Chambres », on voit la série normale basale de la Pointe de l'Avaudrue, soit le Néocomien et l'Urgonien former, dans l'arête qui limite le vallon au Nord, un bel anticlinal dont l'axe s'abaisse au S.W., ce qui fait que, sur la rive occidentale du lac de Foilly, la voûte se trouve dans le Nummulitique[1].

Comme je l'ai déjà dit au chapitre Stratigraphie (voir p. 467), M. Jacob a envisagé à tort les brèches rouges comme de l'Aptien. Il a été ainsi amené à voir au lac de Foilly la trace d'une faille « dont la lèvre méridionale aptienne, c'est-à-dire la région des Avaudruz, est surélevée par rapport à l'autre, nummulitique ». Comme les brèches rouges appartiennent à la base du Nummulitique, il n'y a donc aucune raison de voir une faille au lac de Foilly. Il existe là, probablement, en partie cachés par les éboulis et le lac, des replis dans le Nummulitique, derniers échos, au Sud-Ouest, de l'écaille de la partie supérieure de la Pointe de l'Avaudrue. En effet, en descendant aux chalets de Foilly, nous trouverons, directement sur le Nummulitique de la série normale de base de la Pointe de l'Avaudrue, le Néocomien et l'Urgonien de la Pointe Rousse, comme le montre le profil 16. Il est donc hors de doute, comme M. Jacob l'a du reste indiqué, que *les replis de la Pointe de l'Avaudrue sont dus au chevauchement de la série Néocomien-Urgonien de la Pointe Rousse.*

La descente du lac de Foilly aux *chalets de Foilly* est intéressante, car elle nous permettra de constater l'apparition d'un nouvel élément tectonique qui, comme l'anticlinal de Foilly, se développera dans la direction du N.E.

Sous le lac, on traverse le flanc Sud de l'anticlinal de Foilly jusqu'à l'Hauterivien. D'ici, l'on est à même de constater, tout comme en haut du vallon de Foilly, que le flanc Sud de l'anticlinal de Foilly se poursuit dans la série normale de la base de la Pointe de l'Avaudrue.

Au-dessus des chalets de Foilly, l'Hauterivien que nous venons de traverser repose sur un synclinal couché urgonien qui se redresse petit à petit dans la direction du N.E. Il est supporté par des calcaires hauteriviens sur lesquels sont cons-

[1] Je désignerai, dans la suite, cet anticlinal sous le nom d'*anticlinal de Foilly*.

truits les chalets. Cet Hauterivien dessine un anticlinal[1] droit dont le jambage Nord urgonien forme la pente qui descend vers le vallon de *Barmes*. Cet anticlinal se poursuit au N.E. avec une tendance marquée à se déjeter au Nord. Vers le S.W., c'est-à-dire dans la paroi de base des Rochers de Criou, nous ne trouvons plus qu'une forte carapace d'Urgonien, qui se raccorde en synclinal aigu avec l'Urgonien de la *Pointe de Tuet*. Il résulte donc des observations que nous venons de faire que *deux nouveaux plis naissent dans la base des Rochers de Criou : l'anticlinal de Barmes et l'anticlinal de Foilly*. Par le fait du développement de ces deux anticlinaux, le synclinal aigu ou synclinal de Barmes, qui sépare l'anticlinal de la Pointe de Tuet de l'anticlinal d'Urgonien de la base des Rochers de Criou, devient de moins en moins profond vers le N.E. Grâce à un plongement d'axe formidable du côté de la vallée du Giffre, nous ne tardons pas à assister, au *Crêt*, à la disparition périclinale de l'anticlinal de la *Pointe de Tuet*, et, sur la rive gauche du Clévieux, à la disparition de la série basale de la Pointe de l'Avaudrue, sous la série chevauchante de la Pointe Rousse.

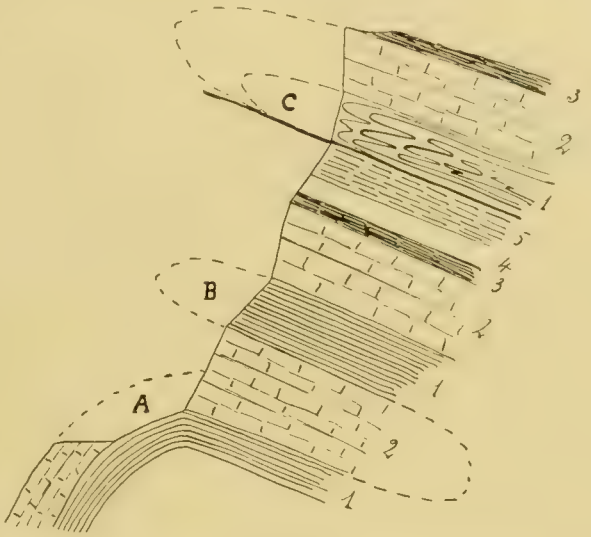


Fig. 16. — Profil schématique montrant la naissance des anticlinaux de Foilly et de Barmes dans la paroi des Rochers de Criou.

A. Anticlinal de Barmes — B. Anticlinal de Foilly. — C. Chevauchement de la Pointe Rousse.

1. Hauterivien. — 2. Urgonien et Aptien inférieur. — 3. Aptien supérieur et Albien. — 4. Sénonien. — 5 Nummulitique.

Peu avant Samoëns, nous ne trouvons plus, sur la rive gauche du Clévieux (fig. 17), que la série chevauchante Néocomien-Urgonien de la Pointe Rousse, dont nous trouvons le front, comme l'a magistralement dessiné M. Haug[2], sur la rive droite dans la colline de *Chantemerle*.

[1] Nous le désignerons dans la suite sous le nom d'*Anticlinal de Barmes*.

[2] Bull. Carte géol. de France, n° 47, pl. III, fig. 2.

Dans ses coupes tectoniques, M. Jacob[1] donne au pli du Clévieux, soit chevauchement de la Pointe Rousse, une allure d'anticlinal couché qu'il ne possède pas en réalité. En effet, nous avons vu, dans ce qui précède, que la série Néocomien-

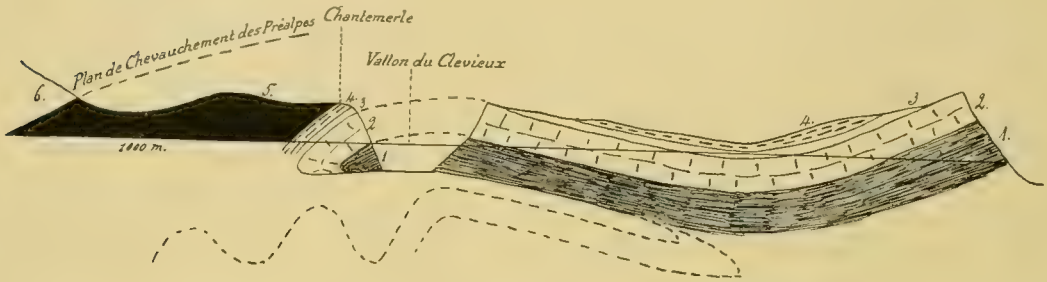


Fig. 17. — Le pli couché du Clévieux.

1. Néocomien. — 2. Urgo-Aptien. — 3. Sénonien. — 4. Nummulitique. — 5. Flysch. — 6. Terrains préalpins.

Urgonien de la Pointe Rousse repose sur l'Aptien à la pointe de l'Avaudrue, et sur le Nummulitique de la série basale de cette montagne dans la paroi des Rochers de Criou (fig. 18). *La série Néocomien-Urgonien de la Pointe Rousse est donc un*

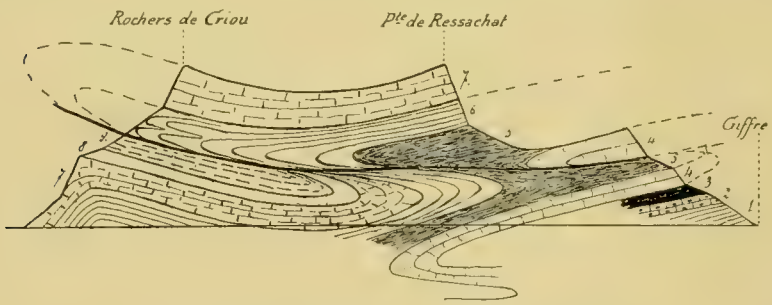


Fig. 18. — Profil Rochers de Criou - Pointe de Ressachat - Giffre.

1. Lias. — 2. Dogger. — 3. Oxfordien. — 4. Malm. — 5. Infravalanginien. — 6. Valanginien et Hauterivien. — 7. Urgonien. — 8. Crétacé moyen et supérieur. — 9. Nummulitique.

chevauchement nettement individualisé, tandis que M. Jacob, dans la Pointe de Criou, en fait un anticlinal couché avec flanc renversé en relation directe avec le synclinal de Barmes.

[1] Bull. Carte géol. de France, n° 108, pl. II, n° 485.

Résumé.

Cette longue course nous a fait voir, à la *Pointe de l'Avaudrue*, les éléments suivants, de bas en haut :

a) Une série basale normale, qui, à partir des chalets de *Salvadon*, se compose de :

1° Schistes infravalanginiens;
2° calcaires valanginiens;
3° calcaires hauteriviens;
4° Urgonien;
5° Aptien inférieur et supérieur;
6° Albien (Gault);
7° Sénonien qui supporte :

b) une écaille comprenant les termes suivants :

8° Aptien inférieur à Orbitolines;
9° Aptien supérieur gréseux;
10° Albien (2^{me} Gault);
11° Cénomanien fossilifère;
12° Sénonien qui, sous le sommet, forme synclinal, et qui supporte :
13° de l'Albien (3^{me} Gault);
14° de l'Aptien supérieur (brèches);
15° de l'Aptien inférieur à Orbitolines.

Ces trois derniers termes dessinent, sous le sommet, une tête d'anticlinal plongeant dans le Sénonien.

Un peu au S.W. du sommet, cette dernière écaille est chevauchée par une série normale de Néocomien et d'Urgonien qui forme la *Pointe de Ressachat* et la *Pointe Rousse*.

L'écaille de la partie supérieure se poursuit, dans le Sénonien et le Nummulitique, jusqu'au *lac de Foilly*, où elle disparaît définitivement entre la série basale et la série chevauchante de la Pointe Rousse.

La série basale se suit au S.W. jusqu'en amont de Samoëns, sur la rive gauche du Clévieux, où, grâce à un fort plongement axial, elle disparaît sous la série chevauchante des Rochers de Criou.

Deux anticlinaux, celui de *Foilly* et celui de *Barmes*, se développent dans la série basale de la Pointe de l'Avaudrue, entre les chalets et le lac de Foilly. Ils sont réunis à l'anticlinal de la *Pointe de Tuet* par le synclinal de *Barmes*.

Dans la partie inférieure du vallon de Clévieux, les éléments tectoniques précités disparaissent en profondeur, grâce au plongement axial, et il ne reste plus, sur la rive gauche, que la série chevauchante de la Pointe Rousse, dont la charnière frontale se trouve sur la rive droite, dans la colline de Chantemerle.

La Chaine des Dents Blanches (pl. 12, fig. 1).

1. La Pointe de Tuet. — 2. Le vallon et le Signal de Bostan. — 3. La Corne au Taureau. — 4. Les Dents Blanches. — 5. La Dent de Barmaz. — 6. De Sixt à Samoëns par la Golette de l'Oula. — 7. Résumé.

1. *La Pointe de Tuet* (2038^{m}).

La *Pointe de Tuet* forme l'extrémité S.W. de la chaîne des Dents Blanches. Elle est constituée par un anticlinal d'Urgonien qui se termine périclinalement au hameau du *Crêt*, en sorte que sa partie S.W. n'est qu'une carapace d'Urgonien

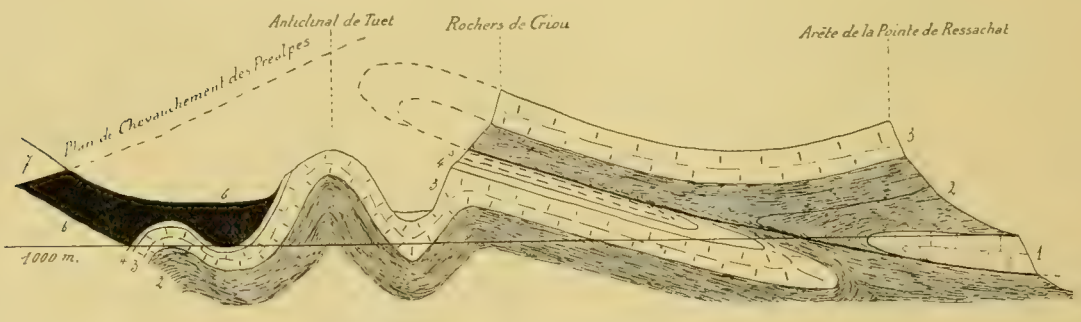


Fig. 19. — Profil Tuet-Rochers de Criou-Pointe de Ressachat.

1. Malm. — 2. Néocomien. — 3. Urgo-Aptien. — 4. Sénonien. — 5. Nummulitique. — 6. Flysch. — 7. Terrains préalpins.

ceinturée à sa base par du Crétacé moyen et supérieur, des calcaires nummulitiques et du Flysch. Ces deux derniers terrains affleurent dans le ravin du *Clévieux*, en aval des *Allamands*.

Le flanc S. E. de l'anticlinal de Tuet se raccorde, par un synclinal aigu d'Urgonien, avec la série basale des *Rochers de Crion* (fig. 19). Ce synclinal se poursuit vers le N. E. en passant par les *chalets de Barmes*, jusqu'à la *Combe aux Puaires* (col sans nom sur la Carte de l'Etat-major, au Sud du point 2456). Durant ce trajet son axe s'est élevé et, entre les Chalets de Barmes et la Combe aux Puaires, nous voyons affleurer l'Aptien, le Gault et le Sénonien.

Suivons maintenant l'anticlinal de Tuet vers le N.E. Son axe s'élève rapidement, tandis que son flanc N.W. se relève, puis se couche sur le synclinal des *chalets de Bostan*. La charnière anticlinale d'Urgonien a été décapée par l'érosion, et nous ne voyons plus sur l'arête, jusqu'à la *Corne au Taureau*, que les calcaires grenus bruns de l'Hauterivien du flanc renversé, comme l'a fort bien démontré Maillard [1].

2. *Le vallon et le Signal de Bostan* (2411^{m}).

Le vallon de Bostan court sur le flanc N.W. de l'anticlinal déjeté Pointe de Tuet-Corne au Taureau. Il est formé par le synclinal sous-jacent à ce pli que nous désignerons dorénavant sous le nom de synclinal de Bostan. Cet accident tectonique se raccorde, au N.W., avec un anticlinal qui forme l'échine aboutissant au *Signal de Bostan*. Cet anticlinal, dont le flanc Nord se rapproche de la verticale, est le plus externe des Hautes Alpes entre le Rhône et le Giffre. Il sort du Flysch haut-alpin au S.W. des *chalets de Labérieux* et s'élève graduellement jusqu'au Signal de Bostan.

La voûte de Bostan, dans sa partie S.W., est presque uniquement formée par l'Urgonien et l'Aptien à Orbitolines. Au-dessus des *chalets de Labérieux*, on trouve des placages de Sénonien, très réduit en épaisseur, de brèches et de calcaires nummulitiques. D'une manière générale on peut dire que, lorsqu'on voit le Nummulitique affleurer dans cette partie de l'anticlinal de Bostan, c'est grâce à des failles qui, nombreuses, découpent l'Urgonien comme un damier.

Les *chalets de Bostan* sont construits sur une magnifique moraine frontale qui recouvre des Schistes du Flysch. Montons au *Col de Bostan*, ce qui nous permettra d'étudier un peu les relations du synclinal avec l'anticlinal déjeté Tuet-Corne au Taureau : Peu après les chalets de Bostan, le sentier qui conduit au col passe sur des calcaires, très riches en Nummulites, qui appartiennent à la série normale de l'anticlinal de Bostan. En effet, un peu plus haut, près de chalets ruinés, on trouve sous le Nummulitique le Sénonien, très réduit, supporté par des couches

[1] Bull. Carte géol. de France, n° 22, p. 13.

qui rappellent le Cénomanien de la *Pointe de l'Avaudrue,* mais dans lesquelles je n'ai pas trouvé de fossiles déterminables. Ces couches recouvrent l'Albien et l'Aptien. Ce dernier terrain se présente sous forme de brèches à gros éléments, réunis par un ciment gréseux. Plus haut, toujours sur le flanc sud de l'anticlinal de Bostan, nous trouverons généralement le Nummulitique reposant sur l'Urgonien ou sur un des termes du Crétacé moyen. Le Sénonien a été enlevé par une érosion paléocène, comme je l'ai indiqué tout au long au chapitre Stratigraphie (voir p. 461).

Comme l'a montré Maillard, le synclinal de Bostan se dédouble nettement à son extrémité N. E. par l'apparition d'un anticlinal pincé de Sénonien et de Nummulitique.

Le flanc S. E. du vallon de Bostan est intéressant, parce qu'il permet de faire la coupe du Nummulitique dans la série renversée de l'anticlinal Tuet-Corne au Taureau. En ce faisant, on constate facilement que les fameuses *couches rouges du vallon de Bostan appartiennent au Priabonien inférieur* et non à l'Aptien, comme l'ont indiqué Maillard et M. Ch. Jacob (voir Stratigraphie, p. 466). En effet, si l'on fait, *de haut en bas,* la coupe de la série renversée de l'anticlinal Tuet-Corne au Taureau, on constate les terrains suivants :

1° calcaires grenus brunâtres de l'Hauterivien ;
2° calcaires gris de l'Urgonien ;
3° calcaires jaunâtres de l'Aptien inférieur, à Orbitolines ;
4° grès aptiens ;
5° Albien, grès verts fossilifères ;
6° calcaires sublithographiques du Sénonien ;
7° grès siliceux, avec petits cristaux de Quartz, noirs à l'extérieur ;
8° grès rouges siliceux ;
9° schistes rouges ;
10° brèches rougeâtres à éléments sénoniens ;
11° schistes à petits gastéropodes holostomes ;
12° calcaires à Nummulites.

} Nummulitique. Priabonien.

Les couches peu épaisses de 7 à 10 représentent bien un facies en relation avec une transgression. Maillard et M. Jacob auront sans doute pris, à distance, la couche 11, de couleur noire, pour du Gault, ce qui les a amenés tout naturellement à considérer les couches sus-jacentes rouges comme étant d'âge aptien.

Sous le Signal de Bostan, la carapace urgonienne supporte du Gault et du Nummulitique. Comme je l'ai déjà fait remarquer, l'anticlinal de Bostan est le plus

extérieur des Hautes Alpes. En effet, nous trouvons au *Col de la Golèse* (1671m), sur le Flysch du jambage Nord de ce pli, une écaille de calcaires sublithographiques, très laminés, du Crétacé supérieur. Cette écaille représente une lame de charriage préalpine entre l'anticlinal de Bostan et la série de la nappe de la « Brèche du Chablais ». Le Trias de cette dernière nappe, représenté par des calcaires dolomitiques, repose, en effet, sur la dite écaille.

Dans la montée au *Col de Coux* (1927m), sur le versant Ouest, on rencontre également une écaille semblable, mais de beaucoup moins importante. Enfin, sur le Col même, j'ai trouvé, sous le Trias de la nappe de la Brèche, des Schistes qui rappellent beaucoup ceux du Toarcien de la « Zone des Cols » des Préalpes. Ils reposent sur les Grès et Schistes du Flysch haut-alpin du *Col de Bretolet*.

Il serait déplacé de discuter ici de la provenance des écailles dont je viens de parler. Nous retiendrons seulement qu'aux Cols de Golèse et de Coux, l'anticlinal de Bostan est chevauché par une nappe préalpine, comme l'a déjà indiqué M. Lugeon.

3. *La Corne au Taureau* (2627m, Siegfried, à l'W. de la Golette).

La *Corne au Taureau* est la première sommité des Dents Blanches et *la seule qui se trouve à l'Ouest de la Golette de l'Oula.*

Nous venons de voir, au sujet du vallon de Bostan,que l'arête, qui de la Pointe de Tuet se poursuit vers le Signal de Foilly, est formée par la série renversée d'un anticlinal déjeté. A l'Ouest de la Corne au Taureau, nous voyons apparaître une modification dans cette série renversée, sous forme d'un synclinal d'Urgonien dans le Néocomien. Ce nouvel élément tectonique se poursuivra désormais, dans la direction du N.E., dans les *Dents Blanches,* la *Dent de Barmaz* et la *Haute Cime* des Dents du Midi.

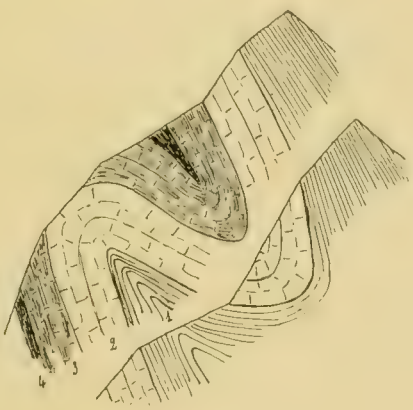


Fig. 20. — Profil schématique montrant les replis de l'Urgonien dans la chaîne Corne au Taureau-Tuet, à l'W. de la Golette de l'Oula.

1. Hauterivien. - 2. Urgonien. - 3. Aptien. - 4. Albien.

La *Corne au Taureau* se trouvant un peu en dehors de l'alignement général de l'arête, il en résulte que nous y trouvons le synclinal — que désormais nous

désignerons sous le nom de « Synclinal des Dents Blanches », — non plus dans l'Urgonien, mais bien dans le Gault et l'Aptien. Si l'on monte du vallon de Bostan à la Corne au Taureau[1] directement par la face N.W., on traverse d'abord une série renversée comprenant : Sénonien, Gault, Aptien, pour arriver sur une tête anticlinale d'Urgonien. Cette dernière supporte le synclinal des Dents Blauches, où le Gault est pincé dans l'Aptien. D'ici au sommet, on s'élève d'abord dans une paroi d'Urgonien, puis dans les calcaires hauteriviens, riches en spatangues, qui forment le point culminant. Ces deux derniers terrains représentent la série renversée de l'anticlinal de la Pointe de Tuet.

Nous retrouvons le synclinal des Dents Blanches, avec son Gault pincé dans l'Aptien, dans le piton rocheux qui divise en deux parties la combe de la *Golette de l'Oula.*

Dans son étude préliminaire sur les Alpes de Sixt, Maillard[2] envisagea la *Corne au Taureau*[3] comme formée simplement par la série renversée, du Néocomien au Nummulitique, de l'anticlinal de la Pointe de Tuet. Cette erreur, qu'il eut corrigée s'il eut vécu, l'amena alors à dessiner une faille passant par la Golette de l'Oula, pour expliquer la différence de structure qu'il voyait entre la Corne au Taureau et le sommet *2645* (Siegfried), à l'Est de la Golette.

Sur le versant Sud de la Corne au Taureau, nous trouvons, s'appuyant sur l'Hauterivien du sommet, les calcaires valanginiens, les Schistes noirs infravalanginiens, qui forment le *Pas au Taureau,* col sans nom sur la carte, qui sépare la Corne au Taureau du point 2456. Dans cette sommité secondaire, nous trouvons la série normale, de l'anticlinal de la Pointe de Tuet, qui se raccorde avec le synclinal des chalets de Barmes à la *Combe aux Puaires.*

En résumé, l'ascension de la Corne au Taureau nous a conduit à constater le dédoublement de l'anticlinal de la Pointe de Tuet par l'apparition du synclinal des Dents Blanches, qui, avec l'axe des plis, s'élève dans la direction du N.E. jusqu'à la Haute Cime des Dents du Midi.

4. *Les Dents Blanches.*

Les Dents Blanches portent plusieurs sommets, que je désignerai par leur cote de la carte Siegfried (1905). Comme je l'ai déjà fait remarquer, le sommet oriental

[1] Cette ascension est rendue dangereuse par les chutes de pierres qui proviennent de l'Hauterivien du sommet.

[2] *Alpes de Sixt,* etc., Bull. Carte géol. de France, nº 22, p. 14.

[3] Comme je l'ai déjà fait remarquer précédemment, Maillard, faisant une erreur de lecture de carte, a désigné ce sommet sous le nom de « Signal de Foilly ». M. Jacob a répété cette erreur. Le « Signal de Foilly » est à l'E. de la Golette de l'Oula, et non à l'W.

(2764m) porte le nom de *Dent de Barmaz* à Champéry, tandis que la carte indique à tort, sous ce nom, un ressaut de l'arête Nord de cette sommité. Les Dents Blanches proprement dites comprennent alors les sommets suivants, à partir de la Golette de l'Oula : 2645, 2730, 2719 et 2668.

Aux fins de suivre vers le N.E. les accidents tectoniques que nous avons observés à la Corne au Taureau, nous ferons l'ascension des trois premiers sommets en partant de *Barmaz* (1496m).

De *Barmaz*, en suivant le torrent, on gagne le pâturage de *Berroix*, situé sur le Flysch haut-alpin. D'ici, il nous faut traverser la paroi basale des Dents Blanches pour gagner le Col de Bostan[1] par le pâturage de *Filipindet*. La montée de la paroi basale nous fait traverser la série renversée, de l'Eogène au Néocomien, de l'anticlinal de Bostan. En effet, ces couches, de verticales qu'elles étaient sur le flanc Nord du Signal de Bostan, plongent maintenant fortement au Sud.

Le *Pas de la Béda* permet de traverser la paroi d'Urgonien entre deux couches décollées. Le pâturage de Filipindet se trouve dans le Néocomien formant le cœur de l'anticlinal de Bostan. Au sommet du couloir, on atteint l'Urgonien normal avec placages de grès aptiens et de Gault. On arrive ensuite au Col de Bostan, sur deux synclinaux de Nummulitique séparés par un anticlinal pincé, comme nous l'avons vu précédemment.

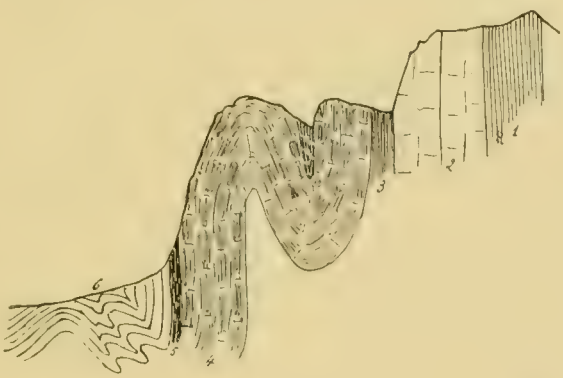


Fig. 21. — Profil schématique des Dents Blanches de Champéry. Point 2645 (Siefried). E. de la Golette de l'Oula.

1. Hauterivien. — 2. Urgonien. — 3. Couches à Rhychonelles. — 4. Aptien à Orbitolines. — 5. Aptien supérieur et Albien. — 6. Sénonien.

Un grand couloir sépare le sommet 2645 du point 2730. Tout en l'escaladant, nous pourrons faire, sur ses bords, la coupe des deux sommités. Après avoir traversé les calcaires et les brèches nummulitiques qui forment le fond du synclinal méridional de Bostan, le commencement de la montée se fait dans les calcaires sublithographiques gris et parfois rosés du Sénonien, qui dessinent un petit anticlinal sans importance. Le Gault est caché sous les éboulis, ainsi que l'Aptien supérieur. Dans la paroi qui

[1] La carte française E.-M., écrit : « Bostan », tandis que la carte suisse donne : « Bossetan ».

domine les éboulis et qui forme le premier versant du sommet 2645, nous trouvons l'Aptien à Orbitolines, presque vertical, qui ne tarde pas à se courber en anticlinal correspondant à la digitation inférieure de l'anticlinal de la Pointe de Tuet. Un premier palier de l'arête est formé par un synclinal, de Gault et d'Aptien supérieur, pincé dans l'Aptien à Orbitolines. C'est le synclinal des Dents Blanches.

Il est bon de noter ici le grand développement de l'Aptien à Orbitolines, séparé de l'Urgonien par des couches schisteuses de 10 à 15^{m} d'épaisseur. Ces dernières forment le deuxième palier à la base de la paroi d'Urgonien renversé. Le sommet est formé, comme à la Corne au Taureau, par les calcaires bruns de l'Hauterivien. Le profil du sommet 2645 est semblable à celui de la Corne au Taureau, avec cette différence que l'anticlinal de la digitation inférieure est aptien et que le synclinal des Dents Blanches a gagné en altitude. Nous avons donc ici la preuve de la non-existence de la faille admise par Maillard[1] à la Golette de l'Oula.

Dans la montée du sommet *2730*, nous voyons le même profil que dans le sommet précédent, avec quelques modifications cependant. Le synclinal des Dents Blanches s'est élargi en s'élevant, et nous y voyons affleurer le Sénonien entouré de Gault. Le sommet 2730, formé par l'Aptien à Orbitolines, est séparé du sommet 2706, urgonien, par un petit col taillé dans des couches à petites Rhynchonelles. La ligne de faîte, qui jusqu'au point 2645 se trouvait dans le Néocomien, passe dans l'Urgonien puis dans l'Aptien. L'arête, assez vertigineuse, qui relie le sommet 2730 au sommet 2719, est également dans l'Aptien à Orbitolines. Sur le versant Sud de ces deux sommets, nous voyons d'abord les couches schisteuses, puis les dalles d'Urgonien, qui plaquent contre l'arête et forment un mur presque vertical, qui tombe d'un jet jusque dans la combe de Vogealle, à environ 700 mètres plus bas (pl. 14).

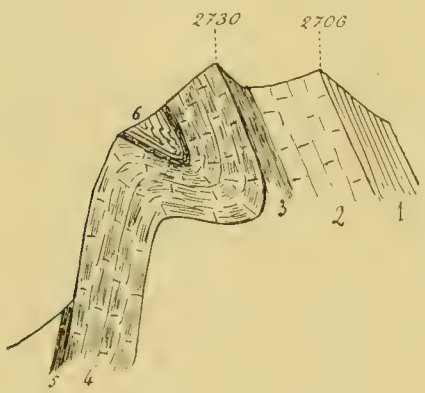


Fig. 22. — Profil schématique des Dents Blanches de Champéry. Point 2730 (Siegfried).

1. Hauterivien. — 2. Urgonien. — 3. Couches à Rhynchonelles. — 4. Aptien à Orbitolines. — 5. Aptien supérieur et Albien. — 6 Sénonien.

Le sommet 2688, dont nous sommes séparés par une brèche infranchissable, se trouve dans l'Urgonien. Nous déduisons donc, de ce qui précède, que la ligne de

[1] Bull. Carte géol. de France, n° 22, p. 14.

faîte des Dents Blanches n'est pas exactement orientée comme les plis. Ce fait est encore plus accentué à la *Dent de Barmaz,* où, comme nous allons le voir, le sommet est formé par la digitation supérieure de l'anticlinal de la Pointe de Tuet.

5. *La Dent de Barmaz* (2764^{m}) (pl. 14, fig. 1).

L'ascension de la *Dent de Barmaz,* directement par la face Nord[1], c'est-à-dire en partant des chalets de *Barmaz,* avec descente sur le vallon de *Cluzanfe,* a l'avantage de faire faire le profil complet de cette belle sommité, belvédère merveilleux d'où le géologue peut le mieux saisir la tectonique des Dents du Midi.

De Barmaz il faut gagner le couloir de *Corna Morna,* pour atteindre le petit glacier qui se trouve au pied même de la Dent. Après une première montée dans des éboulis qui recouvrent le Flysch, on traverse la suite de la série renversée de l'anticlinal de Bostan. Les calcaires à Nummulites sont très bien représentés, tandis que les brèches sont probablement sous les éboulis. Le Sénonien et le Gault en grande partie cachés par le pierrier n'en dessinent pas moins un léger palier. On traverse ensuite l'Aptien supérieur sous forme de brèches et l'Aptien inférieur jaunâtre avec des Orbitolines. C'est la seule localité, avec l'arête de la Pointe de l'Avaudrue, où j'aie trouvé des lits schisteux avec Orbitolines. Comme aux Dents Blanches, la séparation entre les calcaires à Orbitolines et l'Urgonien se fait par une zone schisteuse d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Après avoir escaladé les calcaires hauteriviens renversés, on voit, sous le sommet 2393 indiqué à tort sur la carte sous le nom de Dent de Barmaz, les calcaires valanginiens qu'ils supportent dessiner un anticlinal qui supporte un synclinal avec cœur hauterivien. Sur le dernier pli repose un anticlinal déjeté et aigu d'Infravalanginien.

Le synclinal que nous venons de voir me paraît devoir être envisagé comme un repli formé dans la grande voûte de Bostan. Il correspond à un accident semblable que nous avons observé dans la montée de la gorge de la *Sauflaz* (voir p. 481). Au-dessus du point 2393 l'Infravalanginien dessine un synclinal profond qui n'est autre que le synclinal de Bostan. Il supporte trois replis anticlinaux. Le plus inférieur correspond, sans aucun doute, à l'anticlinal qui, comme nous l'avons vu plus haut, divise le synclinal de Bostan en deux parties. Les deux plus élevés représentent certainement le dédoublement de la digitation inférieure de l'anticlinal de la Pointe de Tuet qui, au sommet 2730 des Dents Blanches, se traduisait par un anti-

[1] Cette voie n'est pas sans présenter de difficultés. Par la neige fraîche ou le verglas, l'ascension devient sérieuse et longue.

clinal dans l'Aptien à Orbitolines. J'ai essayé de représenter ces différents replis de l'Infravalanginien dans le profil, ci-joint, de la Dent de Barmaz (fig. 23).

La partie abrupte de la Dent qui s'élève au-dessus du glacier est formée par le synclinal des Dents Blanches qui a pris ici une importance qu'il n'avait pas précédemment. En effet, pour gagner le sommet nous traversons une première paroi

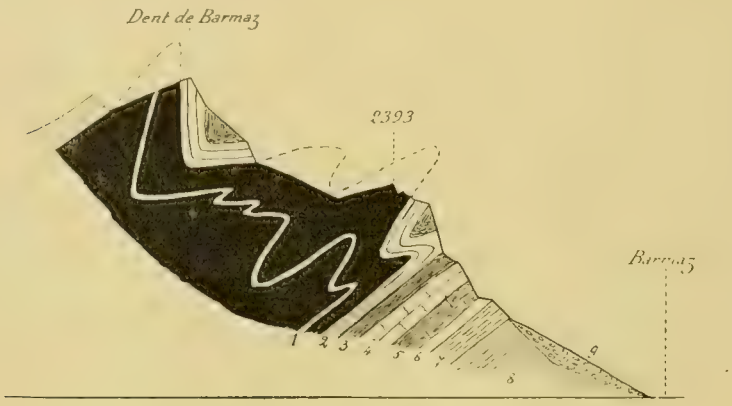


Fig. 23. — Profil de la Dent de Barmaz (2764m, Siegfried).

1. Infravalanginien. — 2. Valanginien. — 3. Hauterivien. — 4. Urgonien. — 5. Aptien et Gault. 6. Sénonien. — 7. Nummulitique. — 8. Flysch. — 9. Eboulis.

de calcaires valanginiens gris, puis la pente se brise quelque peu avec l'apparition des calcaires grenus brunâtres qui forment le cœur du synclinal. La pente augmente soudain jusqu'au sommet, nous terminons l'ascension dans les calcaires valanginiens renversés.

A quelques pas au Sud du sommet, les Schistes noirs infravalanginiens s'appuient contre les calcaires gris que nous voyons réapparaître, en série normale cette fois, sur l'arête qui conduit au *Mont Sagerou*. Les Schistes infravalanginiens marquent donc, sur le versant méridional de la *Dent de Barmaz,* la digitation supérieure de l'anticlinal de la Pointe Tuet.

Le couloir qui descend à l'Ouest, vers le lac de Vogealle, est entaillé dans les Schistes noirs, tandis que l'arête qui le borde au Sud est formée par les calcaires gris du Valanginien.

La partie culminante de la *Dent de Bonaveau,* que nous dominons, est formée par les Schistes noirs infravalanginiens qui y dessinent un anticlinal correspondant à la digitation supérieure de la voûte de Bostan (voir fig. 3, p. 483).

La descente sur le fond du vallon de *Cluzanfe* se fait dans les Schistes noirs

Chemin faisant on a l'occasion d'étudier l'arête qui, de la *Dent de Barmaz*, conduit au *Col de Sageron* (voir fig. 3, p. 483).

Maillard [1], dans un de ses profils, a fort bien rendu le synclinal des Dents Blanches qu'il homologuait à tort au synclinal de Bostan.

6. *De Sixt à Samoëns.*

Par les Chalets de Borée, le Lac de Vogealle et la Golette de l'Oula.

Le trajet, sans difficultés, de Sixt à Samoëns par le *Lac de Vogealle* et la *Golette de l'Oula* permet au géologue de se faire une idée des relations qui existent entre la chaîne jurassique *Ruan-Pic de Tenneverdze* et la chaîne crétacée des *Dents Blanches*.

De la *Cantine du Fer à Cheval* on voit dans la paroi basale du *Pic de Tenneverdze*, un anticlinal déjeté de Schistes noirs du Lias supérieur, recouvrant un synclinal de Dogger, formant tache blanche dans la paroi. En remontant, d'ici, le cours du Giffre nous entrons dans la *Combe*, superbe auge glaciaire aux parois verticales qui coupe très obliquement l'axe des plis. Pour gagner les *Chalets de Borée* on traverse la paroi de la rive droite, grâce à des escaliers taillés dans le roc, le « Pas du Coq ». Au commencement de la montée on s'élève dans les calcaires à éléments dolomitiques du Lias inférieur, puis l'on entre dans les Schistes noirs du Lias supérieur. Ces derniers supportent, dans la partie supérieure de la montée, un retour de calcaires bréchoïdes du Lias inférieur. La paroi que nous venons de traverser représente donc un synclinal de Lias. D'ici aux chalets de Borée tout est couvert par la végétation, et ce n'est qu'en dessus des chalets que nous toucherons l'Oxfordien.

Cependant, si des chalets nous nous dirigeons vers l'Ouest, nous ne tardons pas à apercevoir une superbe charnière anticlinale de Dogger qui s'enfonce dans les Schistes oxfordiens. C'est près d'ici que se trouve la mine de fer de Borée, dont j'ai parlé au sujet de l'Oxfordien au chapitre Stratigraphie (voir p. 437).

A quoi correspondent les deux plis que nous venons d'observer? L'étude des pentes herbeuses du fond de la Combe, sous le *Mur des Rosses*, nous permet de résoudre ce problème. En effet des Chalets de Borée, nous apercevons une superbe tête anticlinale de Dogger, bien marquée sur le cliché de la pl. 10, qui est sous-jacente au synclinal que nous avons remarqué, de la Cantine du Fer à Cheval, dans la paroi du *Pic de Tenneverdze* (voir fig. 6, p. 490). Cet anticlinal de Dogger de la rive gauche correspond à notre anticlinal de la mine de Borée.

[1] Bull. Carte géol. de France, n° 22, fig. 9, p. 15.

Si, des Chalets de Borée, on examine la paroi qui relie le Col du Sagerou au Ruan, on remarque deux superbes replis anticlinaux de Malm qui représentent la couverture de nos plis de Jurassique moyen. J'ai essayé de rendre dans le profil schématique n° 24, la disposition de ces plis :

Le pli III, soit le chevauchement de la Pointe de Sambet, correspond à l'anticlinal du Petit Mont Ruan, dont le cœur se trouve dans l'anticlinal de Lias supérieur des « Pas Nais » (base du Pic de Tenneverdze).

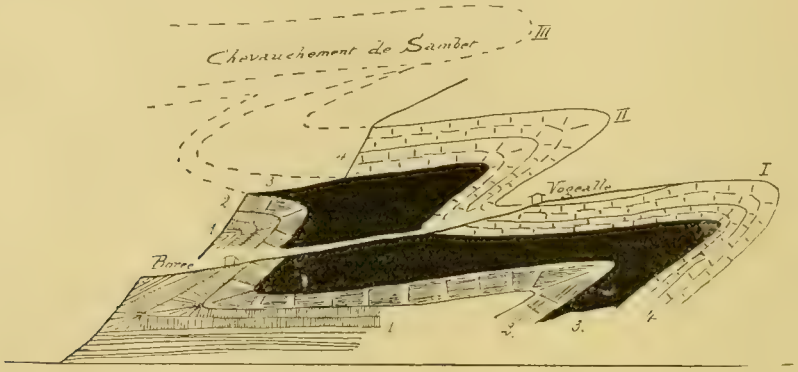


Fig. 24. — Profil de la rive droite du Giffre entre Vogealle et Borée.

1. Lias. — Dogger. — 3. Oxfordien. — 4. Malm

Le pli II est le premier anticlinal que l'on voit des Chalets de Borée au Sud du *Col du Sagerou*. Nous trouvons son noyau de Dogger à la mine de fer de Borée.

Le pli I est l'anticlinal dont la charnière sort sous le Col de Sagerou, sur le versant suisse.

Au-dessus des chalets de Borée nous ne tardons pas à entrer dans les Schistes de l'Oxfordien, qui supportent une splendide paroi de Malm. Cette dernière se poursuit au S.W. jusque près de *Nambride-dessous* avec un fort plongement axial puisque le Malm, de l'altitude d'environ 2000 mètres au-dessus de Vogealle, descend à près de 900 mètres. C'est le premier Malm de la Pointe de Sambet. L'Oxfordien forme palier sous le Malm et se traduit, au S.W. des chalets de Borée, par une zone de pâturages, aujourd'hui abandonnés, que l'on suit jusqu'à *Nambride* par les *Fleuriers* et *la Joux*.

Jusqu'à Vogealle nous suivrons le pied de la paroi de Malm, dans laquelle on voit de nombreux papillotages. A mi-chemin entre Borée et Vogealle on remarque, sur la droite du sentier, une belle charnière synclinale de Malm en partie entourée

d'Oxfordien. C'est la charnière du synclinal de Vogealle que nous allons bientôt atteindre. Les *Chalets de Vogealle* sont construits sur le Malm normal du pli I. On embrasse d'ici, d'un seul coup d'œil, la chaîne Ruan-Pic de Tenneverdze, semblable à un gigantesque mur d'environ 2000 mètres de hauteur. C'est là qu'on peut vraiment juger de l'élévation de l'axe des plis vers le N.E. En effet, la barre inférieure de Malm du Pic de Tenneverdze est celle qui forme le sommet du Mont Ruan (voir pl. 17).

A l'Ouest des chalets, on admire un superbe synclinal de Schistes noirs infravalanginiens dans le Malm (voir fig. 2, pl. 13). C'est le synclinal que nous désignerons désormais sous le nom de synclinal de Vogealle. Il correspond au premier synclinal d'Infravalanginien que l'on rencontre en montant l'arête du *Col de Sageroux* au *Petit Mont Ruan*. Le Malm forme au-dessus de ce synclinal une charnière anticlinale (pli II) en partie décollée, comme le montre notre cliché.

Le Malm normal du pli I forme au-dessus des chalets de Vogealle une petite paroi qui nous sépare de la plaine du Lac. A l'Ouest du Lac nous admirons la charnière de Schistes infravalanginiens du pli II. Si nous cherchons la prolongation de cette charnière dans les couches plus jeunes, nous la trouvons dans l'anticlinal presque droit de la *Pointe Rousse des Chambres* (sommet 2663 au N. de la Pointe de l'Avaudrue). Le synclinal de Vogealle se répercute dans l'Urgonien et le

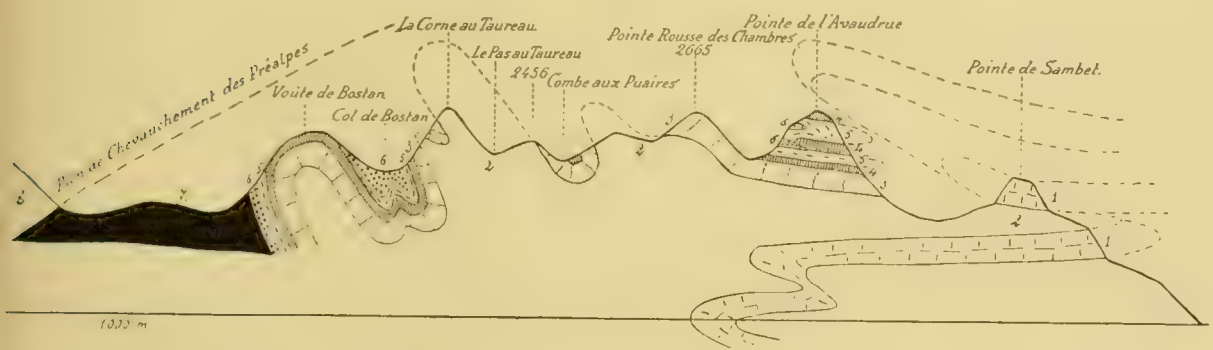


Fig. 25. — Les Plis dans le Crétacé entre les Préalpes et le Giffre

1. Malm. — 2. Néocomien. — 3. Urgonien. — 4. Aptien et Albien. — 5. Sénonien. — 6. Nummulitique. 7. Flysch. — 8. Terrains préalpins.

Crétacé moyen au S. du point 2456, soit à la *Combe aux Puaires*, c'est ce que nous avons appelé précédemment : le synclinal de Barmes (fig. 25).

Le Lac de Vogealle est un splendide exemple de lac de cirque dû à l'érosion glaciaire. Il est creusé dans les couches tendres de l'Infravalanginien et le front

du pli I a dû autrefois former barrage rocheux. Aujourd'hui le lac paraît dû à un barrage par un cône torrentiel qui a servi à remblayer une partie de l'ancien lac.

La montée de la *Golette de l'Oula* se fait, à partir du lac, d'abord dans les Schistes infravalanginiens qui, d'horizontaux qu'ils sont autour du lac, deviennent presque verticaux. Ils forment alors le noyau de l'anticlinal de la *Pointe de Tuet* (digitation supérieure). Nous les suivons en effet au S.W. par le *Pas au Taureau* dans le vallon anticlinal d'*Odda* jusqu'à la Pointe de Tuet. Au N.E. ils forment la combe qui conduit au sommet de la *Dent de Barmaz* (point 2764 des Dents Blanches. Siegfried). Nous traversons ensuite les calcaires valanginiens et hauteriviens de la série renversée. C'est dans ce dernier terrain que se trouve le sommet de la *Corne au Taureau* et la *Golette de l'Oula*, col qui nous permet d'atteindre le Col de Bostan et de là Samoëns. J'ai décrit précédemment (voir p. 528) le vallon de Bostan, je n'y reviens donc pas ici.

6. *Résumé.*

Les différentes courses que nous venons de faire dans la chaîne des Dents Blanches nous ont montré l'existence des plis suivants, du N.W. au S.E. :

1° l'*anticlinal de Bostan*, qui sort du Flysch au S.W. des *Chalets de Laberieux ;*
2° le *synclinal de Bostan ;*
3° l'*anticlinal de Tuet*, qui s'élève dans le vallon de Clévieux.

Ces plis se développent, vers le N.E., comme suit :

L'*anticlinal de Bostan*, de droit qu'il est au *Signal de Bostan*, se couche petit à petit dans la base des Dents Blanches. Il se divise en deux digitations bien visibles à la *Dent de Barmaz* et dans la gorge de la *Sauflaz*.

Le *synclinal de Bostan* est divisé, au Col de Bostan, en deux digitations par l'apparition d'un anticlinal que nous avons retrouvé à la *Dent de Barmaz*.

L'*anticlinal de Tuet* se divise, à la *Corne au Taureau*, en deux digitations, séparées par le *synclinal des Dents Blanches* dont l'importance augmente avec l'altitude au détriment des anticlinaux qui l'enserrent, comme c'est le cas à la *Dent de Barmaz*, et, d'une manière encore plus accentuée, à la *Haute Cime* des Dents du Midi, comme nous le constaterons plus loin.

Tous les axes de ces plis s'élèvent du S.W. vers le N.E.

Les Dents du Midi et Gagnerie.

Les Dents du Midi se composent de sept pointes qui, du S.W. au N.E., sont : La *Haute Cime* (3260^{m}), le *Doigt* (3212^{m}), la *Dent Jaune* (3187^{m}), l'*Eperon* (3116^{m}), la *Cathédrale* (3166^{m}), la *Forteresse* (3164^{m}) et la *Dent Noire* ou *Cime de l'Est* (3180^{m}). Une arête se détache de la Cime de l'Est et court au S.E. jusqu'au *Col du Jorat* (2223^{m}), après avoir formé la sommité de *Gagnerie* (2653^{m}).

La géologie des Dents du Midi a été étudiée par MM. Favre et Schardt[1] dans ses grandes lignes.

En 1894, M. H. Schardt[2] donnait, dans une courte notice, les relations tectoniques qui existent entre la Tour Salière et les Dents du Midi.

Pour être complet, je donnerai, dans les lignes qui suivront, une courte description géologique de la chaîne des Dents du Midi, en me basant sur les beaux travaux de M. Schardt et sur quelques observations personnelles concernant des points de détail. De cette façon, le lecteur se trouvera en présence d'un tout et sera mieux à même de suivre les relations tectoniques qui existent entre les Hautes Alpes de la rive gauche du Rhône, celles de la rive droite du Giffre et celles de la rive droite de l'Arve.

Partons des chalets de Bonaveau (1556^{m}) pour faire l'ascension de la *Haute Cime* par le vallon et le col de Cluzanfe :

Les chalets de Bonaveau sont situés sur le Flysch, qui forme le soubassement des Dents du Midi sous forme d'un gigantesque synclinal couché. Au-dessus de Bonaveau, nous ne tardons pas à traverser la série renversée de l'anticlinal de Bostan, dont les couches sont ici, à peu de chose près, horizontales. Sur le versant Est de la gorge de la Sauflaz, nous voyons l'anticlinal de Bostan se recourber en synclinal, bien marqué dans l'Urgonien. Nous avons précédemment, à la *Dent de Barmaz* et sur la rive gauche de la Sauflaz à la *Dent de Bonaveau*, trouvé ce repli (voir p. 483 et 534). Pour plus de simplicité la digitation supérieure, de beaucoup la plus importante, restera pour nous l'anticlinal de Bostan.

[1] *Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse, et de la chaîne des Dents du Midi,* Matériaux Carte géologique Suisse, 22^{e} liv., 1887.

[2] *Géologie des Dents du Midi et des Tours Salières,* Archives des Sc. phys. et nat., Genève, t. XXXI, p. 308, 1894.

La montée du vallon de *Cluzanfe* se fait dans les calcaires gris du Valanginien, en position renversée sur les calcaires grenus brunâtres de l'Hauterivien. Sur la *Chaux d'Anthémoz*, c'est-à-dire sur l'arête S.W. de la Haute Cime, que nous avons à notre droite, nous voyons les Schistes noirs infravalanginiens, qui se poursuivent jusqu'au *Col de Cluzanfe* (2500m) formant le cœur de l'anticlinal couché des Dents du Midi.

Supposons, pour un moment, que nous sommes au sommet de la *Dent de Barmaz* (2764m) pour y étudier la tectonique de la Haute Cime. Nous apercevons sous le sommet un synclinal, avec de l'Urgonien au cœur, supporté par l'anticlinal couché qui correspond à la voûte de Bostan. Ce synclinal est l'homologue du synclinal de Bostan. Par une charnière anticlinale aiguë, il se raccorde à un second synclinal néocomien bien développé dans l'arête Sud de la Haute Cime, c'est-à-dire au-dessus du *Col de Cluzanfe* (voir fig. 26). L'anticlinal aigu n'est autre que la digitation inférieure de l'anticlinal de la Pointe de Tuet, tandis que dans le synclinal qui lui fait suite, au Sud, je vois le synclinal des Dents Blanches, c'est-à-dire celui qui forme le sommet de la *Dent de Barmaz*.

Reprenons maintenant notre ascension de la Haute Cime à partir du *Col de Cluzanfe*. Nous nous élevons d'abord dans les Schistes infravalanginiens puis nous traversons la charnière du synclinal des Dents Blanches, dans les calcaires valanginiens.

Au *Col des Paresseux*[1], nous entrons dans les calcaires hauteriviens, que nous ne quittons plus jusqu'au sommet.

Voyons maintenant la composition géologique des autres sommets des Dents du Midi.

Le *Doigt* est formé par des tours branlantes de calcaires néocomiens.

La *Dent Jaune* est urgonienne. L'axe du synclinal de Bostan s'est élevé, et, à la Dent Jaune, nous avons le cœur même de ce synclinal. L'Urgonien doit y être en série double, étant donné son épaisseur, qui atteint environ 150 mètres. Le contact entre l'Urgonien et les calcaires hauteriviens est très tranché au pied même de la Dent, où il forme une vire[2] qui permet, non sans quelques difficultés, d'atteindre, du pied W. de la Dent, le Col qui la sépare de l'*Eperon*.

L'*Eperon* est entièrement formé par les calcaires hauteriviens en position normale. C'est donc dire qu'à l'Eperon le synclinal de Bostan n'existe plus, il a été enlevé par l'érosion.

La *Cathédrale* et la *Forteresse* sont également constituées par les calcaires

[1] On entend, sous ce nom, l'épaule immédiatement située au Sud de la Haute Cime.

[2] Cette vire est connue sous le nom de « Vire aux Genevois ».

hauteriviens en position normale. A partir de la *Forteresse*, l'axe du pli s'abaisse un peu vers le Col qui sépare cette sommité de la *Cime de l'Est*. Sous le Col, les couches hauteriviennes plongent au Sud-Est.

L'arête qui réunit la Forteresse à la *Cime de l'Est* est hauterivienne jusqu'à une dizaine de mètres sous le sommet, où nous trouvons alors l'Urgonien normal très laminé. Au sommet même de la Cime de l'Est, j'ai trouvé des fragments de calcaires grenus et des brèches qui représentent, sans aucun doute, les restes d'un placage d'Aptien supérieur. L'Aptien à Orbitolines aurait fait défaut à la Cime de l'Est.

Les Rochers de *Gagnerie*, comme l'a fort bien indiqué M. Schardt, sont l'équivalent tectonique des *Dents de Morcles*. Ils représentent la digitation inférieure de l'anticlinal de Bostan, si bien marquée sur la rive droite de la gorge de la Sauflaz. Une faille passe par le glacier de *Plan Névé* et explique pourquoi les couches de la *Cime de l'Est* ne se raccordent pas avec celles de *Gagnerie*. La première de ces sommités est affaissée par rapport à la seconde.

Aux *Dents du Midi*, l'anticlinal de Bostan est couché sur le Flysch du *Val d'Illiez*, qui forme le synclinal sous-jacent, comme on peut s'en rendre compte à *Barmaz*, puis dans le ravin de *Vièze*, sous Cham-

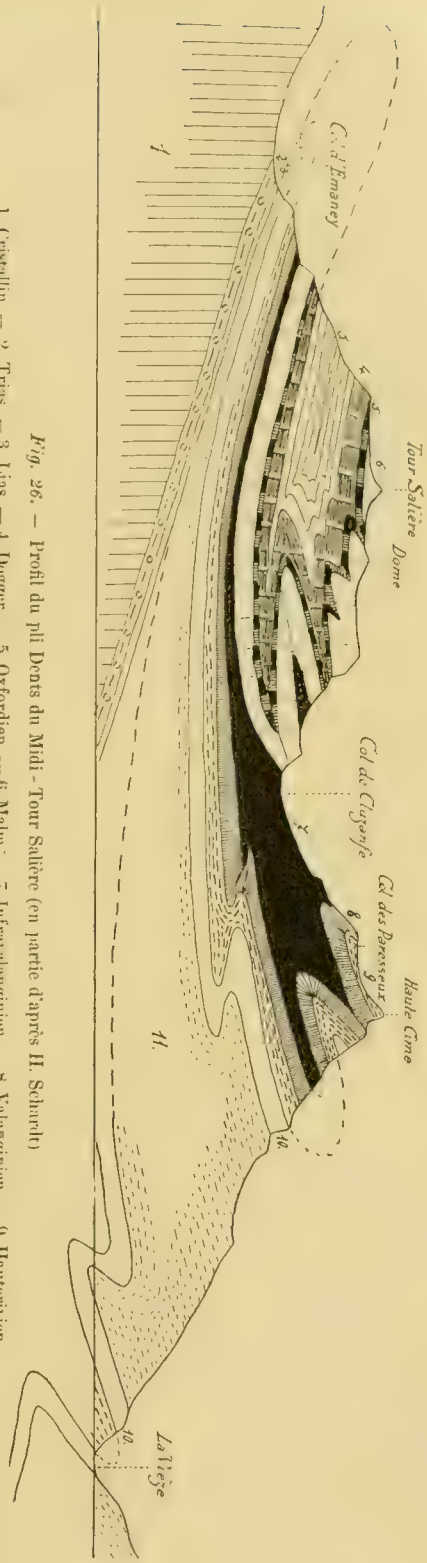


Fig. 26. — Profil du pli Dents du Midi - Tour Salière (en partie d'après H. Schardt)

1. Cristallin. — 2. Trias. — 3. Lias. — 4. Dogger. — 5. Oxfordien. — 6. Malm. — 7. Infravalanginien. — 8. Valanginien. — 9. Hauterivien. 10. Urgonien. — 11. Nummulitique et Flysch.

péry, où l'on voit réapparaître sous le Flysch, la série normale autochtone. Ce synclinal de Flysch se poursuit jusqu'au *Col d'Emaney*, comme nous l'avons vu lors de la description de la *Tour Salière* (voir p. 478).

La plus grande partie de la série normale autochtone manque sous le Flysch, au *Col d'Emaney*. En effet, sur le cristallin du Luisin, nous ne trouvons que le Trias et des calcaires marmorisés qui, comme je l'ai montré en 1904[1], appartiennent à la base du Lias.

Au *Col du Jorat*, par contre, la série autochtone est plus complète, comme l'a montré M. Schardt : « Il y a du Lias, du Dogger, des Schistes argoviens, du Malm, formant deux écailles séparées par de la corgneule, et du Néocomien, tous très réduits[2] ». Dans le chapitre tectonique, j'aurai l'occasion de revenir tout au long sur cette intéressante question de la presque totale disparition de la série autochtone au Col d'Emaney.

[1] Matériaux Carte géol. Suisse, nouv. sér., 19e livr.

[2] *Coup d'œil sur la Géologie et la Tectonique des Alpes du Valais*, Bull. Soc. Murithienne Sc. nat. du Valais, t. XXXV, 1908, p. 314.

TROISIÈME PARTIE

TECTONIQUE

INTRODUCTION

C'est à M. Haug[1] que revient l'honneur d'avoir le premier, en 1895, étudié la Tectonique des Hautes Chaînes calcaires de Savoie. En ce faisant, ce savant géologue parachevait, au fond, un travail qu'il n'avait pas entrepris, à savoir celui de Maillard. Bien que ses résultats soient souvent imparfaits, ils n'en ont pas moins fourni une excellente base pour les travaux subséquents de M. Ritter.

En 1897, en effet, M. Ritter[2] nous donne les résultats de ses études remarquables sur la Tectonique de la bordure Sud-Ouest du Mont-Blanc, c'est-à-dire de la région comprise entre l'Isère et l'Arve.

L'année suivante ce même auteur fut chargé, par le Directeur de la Carte géologique de France, d'étudier le raccord des plis couchés de la vallée de l'Arve avec ceux de la Tour Salière et de la Dent du Midi, étudiés par MM. E. Favre et H. Schardt. Les résultats de cette étude forment son mémoire sur le « Massif du Haut Giffre[3] ». Ceci dit, voyons un peu les conclusions auxquelles M. Ritter fut amené :

La chaîne des *Aiguilles Rouges*, en avant du Mont-Blanc, et son prolongement au S.W. : *Prarion-Outray-Grand Mont* sont formés par des anticlinaux et des synclinaux représentant les racines de grands plis couchés au N.W. dont les axes

[1] *Études sur la Tectonique des Hautes Chaînes calcaires de la Savoie,* Bull. Carte géol. de France, n° 47, 1895-96.

[2] *La bordure Sud-Ouest du Mont-Blanc. Les plis couchés du Mont Joly et de ses attaches,* ibid. n° 60, 1897-98.

[3] Ibid., n° 61, 1898-99.

plongent fortement au N.E. Il résulte de ce dernier fait d'observation que les plis les plus inférieurs disparaissent en profondeur sous le Massif de Platé, sur la rive droite de l'Arve. Au S.W., l'érosion, grâce à l'élévation d'axe, a pu enlever tous ces plis en sorte que c'est le soubassement cristallin qui forme le *Mont Mirantin* et le *Mont Crombert*. Entre ces points extrêmes, par contre, c'est-à-dire entre la vallée de l'*Arly* et celle de l'*Arve*, nous voyons au *Mont Joly* l'empilement successif de six plis couchés qui, par jonction double de deux d'entre eux, se réduisent à quatre en avant sur le versant de la chaîne des Aravis.

« Le plus profond d'entre ces plis (pli I), écrit M. Ritter, disparaît par le laminage avant d'atteindre la vallée de l'Arve. Le suivant (pli II-III) disparaît dans le bas du versant droit de la vallée de l'Arve, pour reparaître momentanément dans le fond du cirque du Fer à Cheval. Le pli supérieur (IV-V), bien visible sur le flanc occidental du massif de Platé, ne reparaît au jour qu'au delà de l'autre versant de ce même massif. C'est ce pli qui est le plus important et le plus continu de tous, et c'est lui qui va constituer le grand pli couché des Tours Salières et de la Dent du Midi et probablement aussi de la Dent de Morcles, de l'autre côté de la vallée du Rhône. Enfin, le pli le plus supérieur (VI) très manifeste sur les deux versants du massif de Platé, disparaît, plus loin au Nord-Est, enlevé par l'érosion. A partir de Samoëns, le synclinal inférieur au pli (IV-V) prend un très grand développement dans la direction de la Dent du Midi. »

Les raccords de M. Ritter sont imparfaits, car ils sont basés, comme on aura pu s'en rendre compte dans le chapitre où je traite de la Description géologique, sur des levés insuffisants. De plus, comme nous aurons l'occasion de le voir plus loin, M. Ritter n'a pas assez tenu compte de la *discordance de plissement* ou, suivant la gracieuse expression de M. Lugeon, de la *différence de style* dans le plissement des masses jurassiques et crétacées mise en lumière pour la première fois, sur la rive droite de l'Arve, par M. Haug [1].

En me basant sur mes observations, je vais essayer, dans les pages qui suivent, de raccorder les plis de la rive droite de l'Arve, tels qu'ils ont été observés par M. Ritter, avec le grand pli couché des Dents du Midi-Tour Salière, si bien étudié par MM. Favre et Schardt.

[1] Bull. Carte géol. de France, n° 47, p. 48.

Les plis de la rive droite de l'Arve (pl. 18).

1. Les plis dans le Dogger. — 2. Les plis dans le Malm. — 3. Les plis dans le Crétacé.

1. *Les plis dans le Dogger.*

D'après M. Ritter nous trouvons dans le soubassement de l'*Aiguille de Varens* les éléments tectoniques suivants, de bas en haut :

1° un pli couché de Dogger, avec noyau de Lias supérieur, dont le Dogger de la série renversée n'affleure que sous les *Chalets de Miribel*, en aval de Reninge. Ce premier pli représenterait, pour M. Ritter, le pli II-III du Mont Joly. Il supporte :

2° un synclinal couché de Schistes oxfordiens qui, plus en amont, sous Passy se traduit par une barre de Dogger. Il est chevauché par :

3° un deuxième anticlinal couché de Dogger dont le noyau de lias supérieur et inférieur se trouve près de Marlioz. Ce serait l'équivalent du pli IV-V du Mont Joly. Il supporte :

4° un deuxième synclinal de Schistes oxfordiens qui, en amont, se répercute dans une barre de Dogger. Il est surmonté par :

5° un troisième anticlinal couché de Dogger supportant normalement toute la série sédimentaire. Le noyau liasique de ce pli se rencontre en amont, au-dessus du village de *Bay*. M. Ritter voit dans cet anticlinal supérieur le pli VI du sommet du Mont Joly.

2. *Les plis dans le Malm.*

Voyons maintenant les plissements du Malm en aval de la région que nous venons d'étudier, c'est-à-dire entre le torrent de *Luzier* et celui de *Ripaz* dans le soubassement de la *Croix de Fer*. A la traversée du Nant d'Arpenaz le Malm forme deux anticlinaux couchés, séparés par un synclinal de Schistes infravalanginiens noirs. Le pli le plus inférieur repose également sur un synclinal des mêmes Schistes.

Ceci dit, voyons l'emboîtement des charnières! Aux trois plis couchés de Dogger correspondent seulement deux plis couchés dans le Malm, *la discordance de plissement est ici manifeste* (voir fig. 27).

Fig. 27. — Profil de la rive droite de l'Arve, entre Cluses et les Aiguilles de Varens, montrant les discordances de plissement. (D'après Ritter.)
1. Lias. — 2. Dogger. — 3. Oxfordien. — 4. Malm. — 5. Néocomien. — 6. Urgonien. — 7. Crétacé moyen et supérieur. Tertiaire.

3. *Les plis dans le Crétacé.*

Descendons la vallée de l'Arve, à partir du *Nant d'Arpenaz*, et étudions les plis que l'on rencontre dans le Crétacé jusqu'à *Cluses*, c'est-à-dire jusque sur le front des Hautes Alpes (voir pl. 18).

C'est dans le vallon de *la Colonnaz* que nous rencontrons le premier pli, sous forme d'un anticlinal couché sur un synclinal, fort peu profond, de Nummulitique. La série renversée de l'anticlinal fait en partie défaut, en sorte qu'au sortir du village de la Colonnaz, en montant du côté de Flaine, on trouve le Néocomien renversé sur le Sénonien normal du synclinal sous-jacent. Toutes les couches jusqu'au Flysch participent à ce pli-faille.

Entre *la Colonnaz* et *Magland* la série normale du synclinal forme la base du plateau nummulitique d'*Arâches*. Dans le torrent de *Balme* nous voyons cette série s'incurver en pli-faille de dimensions plus restreintes que celui de la Colonnaz. Tout comme dans ce dernier le Néocomien renversé recouvre le Sénonien normal du synclinal sous-jacent.

L'Urgonien de la série normale de ce dernier synclinal, ne tarde pas à dessiner un anticlinal couché sur le synclinal tertiaire aigu de *Balancy*. C'est dans cet Urgonien que se trouve la *Grotte de la Balme*.

Le synclinal de Balancy s'appuie au Nord sur l'anticlinal urgonien, presque droit, du *Rocher de Cluses*. Ce dernier pli est le plus externe des Hautes Alpes.

M. Ritter voyait dans le pli-faille de la

Colonnaz l'équivalent de l'anticlinal couché supérieur du Nant d'Arpenaz. Le pli-faille qui se voit entre *Magland* et la *Balme* représentait, pour ce savant, le pli inférieur d'Arpenaz. Ces raccords amenèrent M. Ritter à résumer ses vues comme suit : « Les deux anticlinaux couchés qui forment le soubassement du massif de Platé et qui donnent les deux boucles anticlinales jurassiques d'Arpenaz, se continuent dans les couches crétacées et tertiaires. »

Je ne puis souscrire à cette conclusion de M. Ritter. On pourrait à la rigueur envisager le pli-faille de la Colonnaz comme l'enveloppe crétacée et tertiaire de l'anticlinal supérieur d'Arpenaz. Par contre, une étude attentive de cette région ne me permet pas de voir, dans le pli-faille de la Balme, la répercussion de l'anticlinal inférieur d'Arpenaz. Lorsqu'on étudie cette question de l'emboîtement des charnières sur la rive droite de l'Arve, entre le Nant d'Arpenaz et Cluses, on est frappé de la différence de style qui existe entre les plis de Malm et les plis du Crétacé et du Tertiaire (fig. 27). En effet, les plis du Malm donnent l'impression d'une forte poussée tangentielle, tandis que ceux du crétacé apparaissent comme de faibles plis qui s'éteignent dans le Flysch. *C'est qu'ils sont la dernière manifestation vers la surface, d'une poussée tangentielle qui s'est effectuée en profondeur.*

La discordance du plissement est donc tangible sur la rive droite de l'Arve. Nous aurons bientôt l'occasion de voir de semblables phénomènes dans le Massif du Haut Giffre, exemples qui, s'ajoutant à ceux de la rive droite de l'Arve, confirment d'une manière éclatante, l'explication donnée par M. Lugeon de la discordance du plissement dans les Bauges.

Les plis entre l'Arve et le Giffre.

1. Les plis dans le Dogger. — 2. Les plis dans le Malm. — 3. Les plis dans le Crétacé et le Tertiaire.

Nous avons étudié dans le chapitre précédent, en nous basant sur le profil de M. Ritter, l'allure des plis sur la rive droite de l'Arve. Il nous faut maintenant suivre ces différents plis dans la direction du N.E., c'est-à-dire vers le Giffre.

1. *Les plis du Dogger.*

Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, M. Ritter a trouvé, dans le soubassement de l'*Aiguille de Varens*, trois plis couchés de Dogger. Le plus inférieur

ne tarde pas à disparaître en profondeur dans la direction du N.E. Il ne reste donc à considérer que la prolongation au N.E. des deux plis supérieurs. Pour plus de facilité, j'adopterai ici la nomenclature de M. Ritter. Ce savant entendait, sous le nom de « pli supérieur », le pli de Dogger le plus élevé de la base de l'Aiguille de Varens, et son « pli inférieur » n'était autre que le pli moyen du Dogger de l'Aiguille de Varens, qui, au N.E., devient bien le pli le plus inférieur. Suivons maintenant chacun de ces plis vers le N.E.

A. Le pli inférieur (fig. 28).

C'est dans la montée de *Servoz* au *Col d'Anterne*, soit sur le versant oriental des Fiz, que nous retrouvons la trace du « pli inférieur » dans la série normale basale qui comprend les terrains du Houiller au Dogger. Cette série supporte une

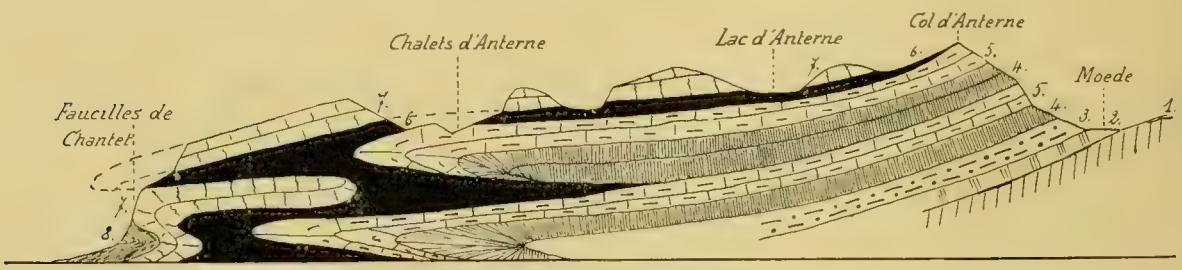


Fig. 28. — Profil Faucilles de Chantet-Col d'Anterne.

1. Cristallin. — 2. Houiller. — 3. Trias. — 4. Lias. — 5. Dogger. — 6. Oxfordien. — 7. Malm. 8. Infravalanginien.

nouvelle série normale allant du Lias au Flysch dans la *Tête à l'Ane*, et du Lias au Dogger seulement au Buet. C'est cette seconde série normale qui représente sur ce versant la trace du « pli supérieur » de M. Ritter. C'est tout ce que nous voyons sur le versant méridional du Col d'Anterne. Passons donc sur le versant de Sixt, dans le *Cirque des Fonds*.

C'est sur la rive gauche du torrent des Fonds que nous trouvons la charnière de notre « pli inférieur ». Il forme ici le noyau de l'anticlinal couché de Malm des Faucilles de Chantet. Sur la rive droite, nous trouvons la trace de ce pli inférieur dans le Lias et le Dogger du soubassement du Grenairon.

B. Le pli supérieur.

Au *Col d'Anterne*, nous avons trouvé la trace du « pli supérieur » de M. Ritter dans une série normale qui chevauche la série de la base. En descendant sur le

versant de Sixt, c'est entre le *Bas du Col* et les chalets ruinés de *Grasse Chèvre* que nous trouvons la charnière anticlinale de ce pli dans le Dogger. Ici le pli supérieur n'est plus un pli couché, c'est un chevauchement que nous suivons, grâce à l'élévation d'axe au N.E., jusqu'au sommet du Buet.

2. *Les plis du Malm.*

Sur la rive droite de l'Arve, au *Nant d'Arpenaz,* nous avons vu le Malm dessiner deux anticlinaux couchés. Voyons ce qu'il advient de ces deux plis sur la rive gauche du *Torrent de Fonds,* c'est-à-dire dans le soubassement du plateau d'*Anterne :*

Le chevauchement d'Oxfordien et de Malm de la *Cascade d'Anterne* est la prolongation au N.E. de l'anticlinal supérieur de Malm du Nant d'Arpenaz. Ce raccord ne me paraît pas contestable. En effet, nous pouvons suivre, sur le versant méridional des Fiz, le Malm normal du pli supérieur d'Arpenaz, supportant toute la série normale jusqu'au Tertiaire. A l'Est de l'éboulis d'*Ayer*, nous retrouvons cette paroi de Malm qui, sur le plateau d'*Anterne*, forme la base de la muraille des Fiz pour se terminer à la *Cascade d'Anterne.* Ce chevauchement dans l'Oxfordien et le Malm correspond au chevauchement de Lias et de Dogger qui, entre les chalets de *Grasse Chèvre* et le *Bas du Col*, représente le « pli supérieur » de Dogger de M. Ritter.

Il y a ici *concordance* entre le pli de Dogger et le pli de Malm.

Le chevauchement de la Cascade d'Anterne est supporté par le célèbre anticlinal couché de Malm des *Faucilles de Chantet.* Ce dernier pli représente, sans aucun doute, la boucle inférieure de Malm du Nant d'Arpenaz. Dans ce cas encore, il y a concordance entre le plissement du Dogger et du Malm (fig. 28).

Le chevauchement de la *Cascade d'Anterne* avait échappé aux observations de M. Ritter! Il n'y a donc pas lieu de s'étonner que cet auteur ait vu, dans l'anticlinal des Faucilles de Chantet, la boucle supérieure du Malm d'Arpenaz.

3. *Les plis dans le Crétacé et le Tertiaire.*

Sur le versant méridional des Fiz, dans le soubassement de la *Pointe de Platé,* on voit très nettement dans l'Urgonien, un pli-faille qui était inconnu [1]. Je l'ai suivi, dans la direction du N.N.E., sur le versant Est du *Col de la Portettaz,* puis près des

[1] Pendant l'impression de ce mémoire, M. Hitzel a publié une intéressante note sur ce pli du soubassement de la Pointe de Platé : *Sur un pli-faille couché dans la paroi Sud du soubassement de la Pointe de Platé.* Archives des Sc. phys. et nat. Genève, t. XXX, p. 387-391, 1910.

Chalets de Salles, où il est cause de l'existence de deux couches de Gault fossilifère. De cette localité, ce pli se redresse considérablement, pour passer enfin dans la *Pointe de Salles* (2494m), à un ridement anticlinal, presque une flexure.

Suivons maintenant, vers le Giffre, les plis que nous avons trouvés sur la rive droite de l'Arve, entre le vallon de la *Colonnaz* et la ville de *Cluses*.

Le pli anticlinal de la Colonnaz se poursuit au N.E., dans le Nummulitique et le Flysch, sur les bords du *lac de Vernant*, puis, dans le Flysch, dans la chaîne des *Grands Vents*. En face du hameau de *Balme*, en aval de Sixt, le Giffre coupe ce pli, qui laisse alors voir de nouveau la charnière urgonienne. Plus en aval, toujours sur la rive gauche, nous voyons ensuite apparaître, au-dessus de *Notre-Dame des Grâces*, les charnières du Gault, du Sénonien, du Nummulitique et du Flysch, qui, coupées obliquement, ne sont pas très apparentes.

Le pli de la Colonnaz concorde-t-il, sur la rive gauche du Torrent des Fonds, avec un pli du Malm? Telle est la question qui se pose tout naturellement. Je vais essayer de répondre à cette question et de montrer que, sur la rive gauche du torrent des Fonds, nous trouvons encore un exemple de discordance de plissement.

Dans la *Pointe des Places*, nous trouvons le noyau néocomien de l'anticlinal de la Colonnaz, comme l'a du reste fort bien montré M. Ritter. Or, la charnière néocomienne de la Pointe des Places correspond, sans aucun doute, à la charnière de Malm des Faucilles de Chantet, qui, comme nous l'avons vu précédemment, est la prolongation de la *boucle inférieure de Malm d'Arpenaz*. Cette constatation est faite pour étonner! En effet, l'anticlinal de la Colonnaz, sur la rive droite de l'Arve, paraissait correspondre parfaitement à la boucle supérieure de *Malm d'Arpenaz*. Or, au chevauchement de la *Cascade d'Anterne*, prolongation du pli supérieur d'Arpenaz, ne correspond rien dans le Crétacé. Il semble que la poussée qui a produit ce chevauchement s'est amortie dans les Schistes infravalangiens. Nous nous trouvons donc, encore ici, en présence d'une *discordance* dans le plissement du Malm et du Crétacé. Ceci dit, étudions la prolongation des autres plis vers le N.E.:

L'anticlinal du torrent de la *Balme* ne tarde pas à disparaître sous le Flysch. Il en est de même pour l'anticlinal de la *Grotte de la Balme*.

L'anticlinal du *Rocher de Cluses*, plongeant fortement au N.E., ne tarde pas à disparaître sous le Flysch de *St-Sigismond*, après avoir été affecté par une faille transversale certainement causée par le brusque abaissement d'axe. C'est le long de cette faille que passe la route qui conduit de *la Frasse* à *St-Sigismond*.

Sur la rive gauche du Giffre, nous ne trouvons donc plus trace des trois anticlinaux les plus externes de la rive droite de l'Arve. Il nous restera à étudier si, dans les plis de la rive droite du Giffre, nous voyons réapparaître les plis les plus externes de la rive droite de l'Arve.

Les plis sur la rive droite du Giffre et du torrent des Fonds.

De l'Arve au Giffre, nous avons assisté à une forte descente d'axe des plis crétacés. Du Giffre au Rhône, nous assisterons à une splendide remontée de ces axes.

D'une manière générale, on peut dire que l'inflexion synclinale transverse est plus profonde, dans les plis externes des Hautes Alpes de notre région, que dans les plis les plus internes. Il suffit, en effet, de suivre la barre de Malm normal du pli supérieur du Nant d'Arpenaz, de l'Aiguille de Varens au Col d'Anterne, pour s'en convaincre.

Sur le versant droit du Giffre, les plis sont peu nombreux. En effet, dans le Crétacé et le Tertiaire, nous n'en trouvons qu'un : le pli couché du *Clévieux,* si bien décrit par M. Haug. Cette pauvreté n'est qu'apparente. Il existe en profondeur, sous le pli couché du Clévieux, d'autres plis que nous verrons sortir dans le haut du vallon de Clévieux grâce à deux circonstances : La première réside dans le fait de la rapide élévation des axes vers le N.E. ; la seconde dans l'obliquité du front du pli couché du Clévieux.

Sur la rive droite du *torrent des Fonds*, nous trouvons, dans le Malm basal du *Grenairon*, l'équivalent de l'anticlinal de Malm des Faucilles de Chantet. D'aucuns diront de ce raccord qu'il est pour le moins discutable! Si l'on ne considère, en effet, que le Malm, j'avoue moi-même qu'il est difficile d'envisager une relation entre le pli si marqué des Faucilles de Chantet et le Malm basal du Grenairon, presque entièrement recouvert de forêts. Mais, heureusement, il n'y a pas que le Malm. Dans le cirque des Fonds, les deux rives du torrent se correspondent, en tenant compte de l'élévation d'axe, bien entendu. Nous y touchons les raccords dans le Lias, le Dogger et l'Oxfordien du cœur du pli des Faucilles de Chantet. Le raccord que j'ai établi plus haut est donc démontré.

Le synclinal pli-faillé de Malm, que supporte l'anticlinal des Faucilles de Chantet, se trouve dans la partie terminale du *Grenairon*, sous forme d'un synclinal couché de Malm avec noyau de Schistes infravalanginiens.

Le chevauchement de la Cascade d'Anterne se retrouve en arrière du Grenairon, au *Buet*, dans le Lias et le Dogger.

En suivant, vers le N.E., les plis que nous venons d'observer, sur la rive droite du Giffre comme sur la rive droite du torrent des Fonds, nous verrons alors surgir de la profondeur, d'autres éléments tectoniques qui nous permettront de raccorder les plis de la rive droite de l'Arve avec ceux de la rive gauche du Rhône.

Le pli couché du Clévieux.

1. Généralités. — 2. Raccord du pli du Clévieux avec les plis du Grenairon et du Tenneverdze. — 3. Causes de l'ampleur de l'anticlinal du Clévieux. — 4. Résumé.

1. *Généralités.*

Le pli couché du *Clévieux* représente, sur la rive droite du Giffre, l'anticlinal pli-faillé du torrent de la *Balme*, sur la rive droite de l'Arve. Ce raccord, déjà indiqué par M. Ritter, ne me paraît pas discutable, car il est nettement indiqué en aval de *Sixt*, dans la gorge des *Tines*, un peu en amont du hameau de *Balme*.

La série normale de l'anticlinal du Clévieux est donc la série normale du synclinal sous-jacent au pli couché de la *Colonnaz*.

Comme il est facile de s'en rendre compte, le pli couché du Clévieux a une ampleur considérable, comparée à celle du pli du torrent de la Balme, sur la rive droite de l'Arve. Nous rechercherons plus tard les causes de cette différence.

Ceci dit, suivons maintenant en direction le pli du Clévieux, vers le N.E.

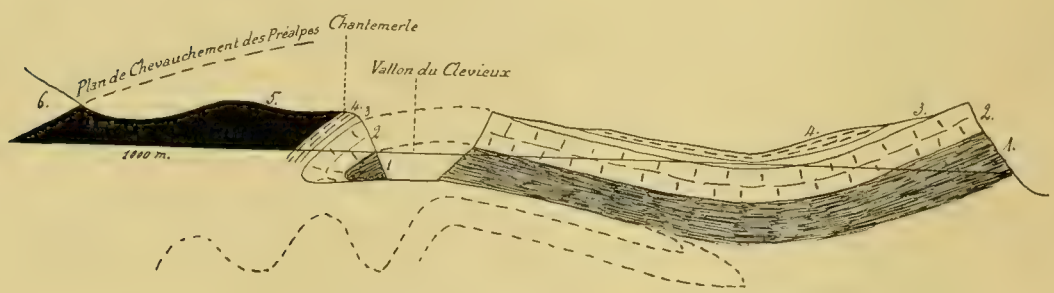


Fig. 29. — Le pli couché du Clévieux.

1. Néocomien. — 2. Urgo-Aptien. — 3. Sénonien. — 4. Nummulitique. — 5. Flysch. — 6. Terrains préalpins.

Comme l'a fort bien montré M. Haug, le seul endroit où l'on puisse voir la charnière frontale de notre pli couché est la colline de *Chantemerle* (pl. 17), au-dessus de Samoëns, sur la rive droite du torrent du *Clévieux*. Sur la rive gauche, nous trouvons la série normale, qui s'élève très rapidement jusqu'à la *Pointe Rousse* (2577^{m}), après avoir formé les *Rochers de Criou*.

Grâce à la forte remontée d'axe, 1700^{m} environ sur 4^{km},5, nous ne tardons pas à voir apparaître, sur la rive gauche du Clévieux, au pied même des *Rochers de Criou*, le Tertiaire et le Crétacé de la série normale, chevauchée par le pli du Clévieux, qui se poursuit jusqu'au lac de Foilly. Différents éléments tectoniques naissent de cette série normale; nous les étudierons sous peu.

A son extrémité N.E., la série normale du Clévieux recouvre les plis de la *Pointe de l'Avaudrue* (pl. 17). Comme je l'ai déjà fait remarquer dans la description géologique, ces plis de la Pointe de l'Avaudrue ont été formés, par la poussée de l'anticlinal chevauchant, dans le synclinal sous-jacent.

2. *Raccord du pli du Clévieux avec les plis du Grenairon et du Tenneverdze.*

Avant d'étudier le raccord du pli du Clévieux avec ceux du Grenairon, rappelons brièvement que *le noyau jurassique du pli du Clévieux se trouve dans le Malm du Sommet de la Pointe de Sambet* (voir pl. 17). C'est donc dans le Malm que nous devons chercher des raccords, sur la rive gauche du Giffre.

M. Jacob[1] s'est occupé avant moi de cette captivante question. Cherchant vers l'Est le prolongement du pli-faille du sommet de Sambet, cet auteur crut le trouver dans le chevauchement, que j'ai indiqué en 1904, au sommet du Pic de Tenneverdze. Ce raccord conduisit M. Jacob à envisager le pli couché du Clévieux comme l'homologue tectonique de la nappe des Diablerets! « *Or, la nappe des Diablerets*, écrit M. Jacob, *superposée au pli de Morcles, a, par rapport à cette dernière, toutes proportions gardées, la même situation que notre pli n° IV par rapport aux plis qui vont donner les Dents du Midi.* »

J'ai, déjà en 1906, dans une courte note[2], infirmé cette conclusion de M. Jacob. En effet, si l'on suit les plis que forme le Malm, du *Mont Ruan* au *Col de Sagerou*, sur le versant français, on ne tarde pas à reconnaître que l'anticlinal du *Petit Mont Ruan* correspond au pli de Malm du sommet de la *Pointe de Sambet*, tandis que l'anticlinal plus inférieur qui se voit sous le Col de Sagerou est l'homologue de l'anticlinal de Malm couché sur le synclinal de Vogealle. On peut en effet suivre, comme je l'ai indiqué précédemment (voir p. 516), le Malm normal de ce dernier pli au S.W., jusque dans la série basale de la *Pointe de Sambet*.

Le Malm du sommet de la Pointe de Sambet, représentant le noyau du pli couché du Clévieux, a sa prolongation dans le Malm inférieur du Pic de Tenneverdze.

[1] *Note sur la Tectonique du massif crétacé situé au Nord du Giffre*, Bull. Carte géol. de France, n° 108, p. 10.

[2] *Note sur la Tectonique du massif du Haut Giffre*, Archives des Sc. phys. et nat., Déc. 1906.

Le pli couché du Clévieux se raccorde, par l'intermédiaire d'un synclinal (synclinal de Malm du pâturage de Tenneverdze), au pli de Malm du Grenairon (voir profil n° 30). Ce dernier raccord s'imposera, lorsque nous aurons indiqué les relations qui existent entre le *Grenairon* et le *Pic de Tenneverdze*.

3. *Causes de l'ampleur de l'anticlinal couché du Clérieux.*

Maintenant que nous savons à quoi correspond l'anticlinal couché du Clévieux, une question se pose tout naturellement : à quoi est due l'ampleur que possède ce pli sur la rive droite du Giffre, alors que son correspondant de la rive droite de l'Arve n'est qu'un simple petit pli-faille ?

La réponse à cette question est des plus faciles, si l'on tient compte toutefois du fait que ce grand développement du pli correspond au lieu du maximum d'intensité du plissement synclinal transverse. Le pli couché du Clévieux montre clairement que le plissement synclinal transverse est antérieur au plissement longitudinal. Le pli du Clévieux doit donc son ampleur, sur la rive droite du Giffre, au fait qu'il a déferlé vers l'inflexion synclinale. L'exemple du pli couché du Clévieux vient confirmer les conclusions de M. Lugeon sur le mécanisme du plissement dans les synclinaux transverses des *Bauges* : « Ainsi tous les exemples de synclinaux transverses que nous avons étudiés dans les Bauges, écrit M. Lugeon[1], ceux du Lac d'Annecy, de Bellecombe, montrent qu'ils sont antérieurs aux plis longitudinaux, c'est-à-dire que lorsque la poussée s'est effectuée, les vides transversaux se sont accusés en même temps que de vastes bombements, puis, la propagation du mouvement tangentiel continuant à s'effectuer, elle s'est traduite avec plus de puissance sur les ondulations anticlinales, qui ont eu tendance à se porter en avant et à se jeter sur les lieux de minimale propagation de la poussée, c'est-à-dire vers les ondulations transversales. »

Nous trouvons dans le mécanisme de la formation de l'anticlinal couché du Clévieux, une preuve de plus qu'il n'est pas, même toutes proportions gardées, l'équivalent de la nappe des Diablerets, comme le voulait M. Jacob.

4. *Résumé.*

Le pli couché du Clévieux correspond, au S.W., au pli-faille du torrent de la *Balme*, sur la rive droite de l'Arve.

[1] *Les Dislocations des Bauges*, Bull. Carte géol. de France, n° 77, p. 108.

Au N.E., nous trouvons sa prolongation indiscutable dans l'anticlinal de Malm du *Petit Mont Ruan :* il se raccorde donc, à l'Est, au Malm inférieur du *Pic de Tenneverdze.*

Le pli couché du Clévieux montre, par son ampleur, que l'inflexion synclinale transverse du Giffre est antérieure au plissement longitudinal.

Les plis dans le massif jurassique du Haut-Giffre.

1. Les plis du Grenairon. — 2. Les plis du Grenairon dans la chaîne Pic de Tenneverdze-Tour Salière.

1. *Les plis du Grenairon.*

Il résulte de ce qui précède que le *Grenairon* est formé, sur la rive droite du *Torrent des Fonds*, par un anticlinal de Malm supportant un synclinal de Schistes infravalanginiens. Comme je l'ai montré, tout au long, ces deux plis représentent la boucle anticlinale *inférieure* du Nant d'Arpenaz et le synclinal des *Arcets*, qu'elle supporte. L'anticlinal de Malm du Grenairon représente donc le pli IV-V du Mont Joly.

Si, de *Salvagny*, sur le versant occidental du Grenairon, on gagne *Nambride*, sur le versant Nord, on ne tarde pas à apercevoir, grâce à l'élévation de l'axe des plis, un nouvel élément tectonique qui sort de dessous l'anticlinal de Malm du Grenairon. Ce nouvel élément se voit soit à la base du Grenairon, au-dessus de Nambride, soit à la base de la *Pointe de Sambet.*

Ce nouveau pli dont nous ne voyons, à la base du Grenairon, que la série normale du Lias à l'Oxfordien, prendra vers le N.E. comme nous le verrons dans la suite, une grande importance. Surgissant sous l'anticlinal de Malm du Grenairon, ce nouvel élément tectonique est probablement la réapparition du pli II-III du Mont Joly, que nous avons rencontré tout à fait à la base de l'*Aiguille de Varens*, sur la rive droite de l'Arve.

En résumé, le Grenairon est formé, sur le versant du *Fer à Cheval*, par :

1° un *pli inférieur*, représenté par une série basale normale de Lias, Dogger et Oxfordien, chevauché par

2° un *pli moyen*, composé d'une série normale de Dogger, Oxfordien et Malm,

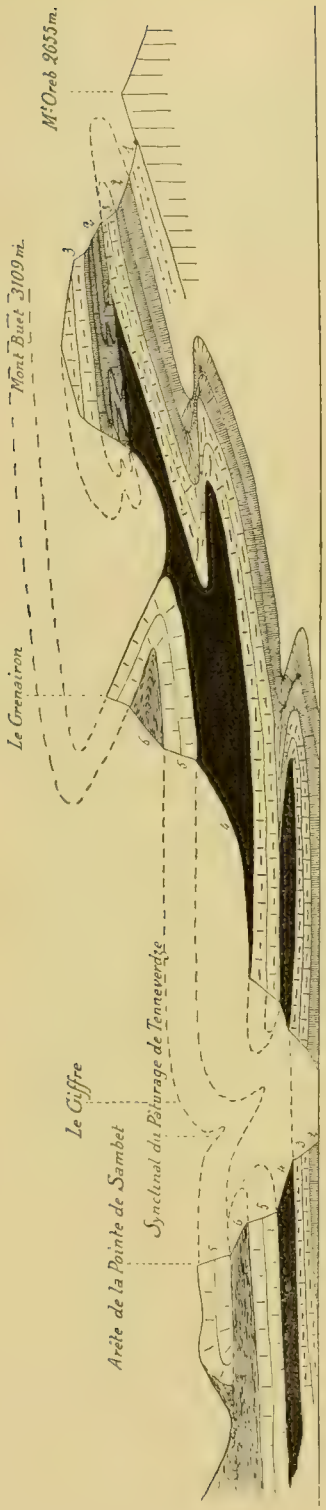


Fig. 30. — Profil Sambet-Grenairon-Buet-Mont Oreb.
1. Trias. — 2. Lias. — 3. Dogger. — 4. Oxfordien. — 5. Malm. — 6. Infravalanginien.

qui supporte un synclinal dont la série renversée, d'Infravalangien et de Malm, représente l'amorce de

3° un *pli supérieur*.

Ceci dit, suivons, au N.E., ces différents éléments dans la chaîne *Pic de Tenneverdze-Tour Salière*.

2. *Les plis du Grenairon dans la chaîne Pic de Tenneverdze-Tour Salière.*

A. Le pli inférieur.

Le pli inférieur est représenté dans la base du *Pic de Tenneverdze*, au sommet des « Pas Nais », par une charnière anticlinale écrasée de Lias, supportant directement tantôt l'Oxfordien, tantôt le Malm.

Sous la *Pointe des Rosses*, nous voyons le Malm, de la série normale de ce pli, dessiner une charnière synclinale, en sorte que nous avons ici deux digitations qui se suivent sur le versant Nord de la chaîne. La digitation supérieure forme le sommet du *Mont Ruan* à l'état d'écaille, comme je l'ai indiqué sur le profil n° 2, p. 482.

La digitation inférieure forme, dans la paroi Nord du *Mont Ruan*, quatre replis anticlinaux à Malm, séparés par des synclinaux de Schistes noirs infravalanginiens.

Vers la plaine de *Cluzanfe*, le Malm disparaît définitivement, plongeant *sous* la montagne, par-dessus le Néocomien.

Le Mont Ruan est donc entièrement formé par des digitations succes-

sives de l'anticlinal inférieur du Pic de Tenneverdze, soit du pli inférieur du Grenairon.

A la *Tour Salière,* l'écaille supérieure du *Mont Ruan* n'existe plus. Le grand anticlinal couché et digité que l'on voit si bien dans la paroi qui domine le pâturage de *Salanfe,* est donc l'*amplification* du grand anticlinal déjeté et digité dont nous voyons le front entre le *Petit Mont Ruan* et la plaine de *Cluzanfe.* En effet, cet anticlinal recouvre à la *Tour Salière,* sur toute la largeur de la chaine, un synclinal formé de Nummulitique et de Flysch.

Nous avons vu précédemment, au chapitre traitant de la description géologique (voir p. 480), que le synclinal sous-jacent de la *Tour Salière* doit diminuer de profondeur dans la direction du S.W. C'est la raison pour laquelle nous n'en trouvons aucune trace dans le vallon de Barberine. La charnière synclinale a donc une direction oblique à celle de l'anticlinal.

Le profil du Mont Ruan passe donc à celui de la Tour Salière par une amplification progressive du synclinal sous-jacent.

Le pli inférieur du *Grenairon,* de l'altitude de 2300^{m} qu'il a dans le Malm inférieur du Pic de Tenneverdze, est arrivé à celle de 3200^{m} à la Tour Salière. L'élévation de l'axe des plis du S.W. au N.E. n'est donc pas une vue de l'esprit, mais bien un fait d'observation.

B. Le pli moyen.

Le *pli moyen* du Grenairon se retrouve dans le Pic de Tenneverdze sous forme d'écaille chevauchant le pli inférieur. Il est formé par une série normale d'Oxfordien, de Malm et de Néocomien.

A la *Pointe des Rosses,* le pli moyen ne chevauche plus le pli inférieur, il se raccorde à ce dernier par un synclinal aigu de Malm, dans le noyau duquel apparaissent les Schistes noirs infravalanginiens.

Sous la *Pointe des Rosses,* sur le versant septentrional, le Malm normal du pli moyen forme le soubassement du glacier du *Prazon.*

A la *Tête des Rosses,* le Malm normal forme déjà le sommet. Il en est de même au *Mur des Rosses,* où la charnière anticlinale d'Oxfordien et de Malm est superbement développée (voir pl. 9, fig. 1). Plus au N.E., au sommet du *Mont Ruan,* le pli moyen a disparu, enlevé par l'érosion.

C. Le pli supérieur.

Au *Grenairon,* nous pouvons considérer comme appartenant au *pli supérieur* la série renversée du synclinal du sommet. Le noyau du pli se trouve plus en arrière,

dans le *Mont Buet*, où il est représenté par l'écaille de Lias et de Dogger du sommet.

Au *Pic de Tenneverdze*, le pli supérieur est représenté par une simple écaille de Malm avec un retour d'Infravalanginien au sommet.

Plus au N.E., ce pli n'existe qu'à la *Pointe des Rosses*, où il est réduit à un lambeau de peu d'importance.

Le pli supérieur du Grenairon est la prolongation, au N.E., de l'anticlinal supérieur de Malm du Nant d'Arpenaz (pli VI du Mont Joly).

Les plis du Dogger dans la chaine Buet-Cheval Blanc-Pointe de la Feniva.

Après avoir étudié les plissements dans le Malm, il est intéressant d'étudier ceux que nous trouvons dans le Dogger, dans la chaîne *Buet-Cheval Blanc-Pointe de la Feniva*, qui se trouve en arrière de la chaîne *Grenairon-Pic de Tenneverdze*.

L'écaille du sommet du *Buet* correspond, sans aucun doute, comme nous venons de le voir (p. 557), au « pli supérieur » du *Grenairon*. Il nous reste donc à examiner ce que représentent les deux plis couchés relayés que nous trouvons dans le Lias et le Dogger au sommet du *Cheval Blanc* et de la *Pointe de la Feniva*.

En 1904, j'avais vu, dans l'écaille de Lias et de Dogger de la *Pointe de la Feniva*, le noyau du « pli supérieur » du *Pic de Tenneverdze*. A ce moment-là, je n'avais pas encore étudié le Buet, ni le massif des Fiz. Ce raccord paraissait alors soutenable, ce qui n'est plus le cas aujourd'hui après ce que nous avons vu au Grenairon et au Buet.

Les deux plis couchés relayés qui forment respectivement les sommets du *Cheval Blanc* et de la *Pointe de la Feniva* me paraissent devoir être envisagés comme des digitations supérieures développées dans le Lias et le Dogger du « pli moyen » du Grenairon, à partir de la Combe qui sépare le Buet de ce dernier sommet. Ces digitations n'ont aucune importance tectonique, si ce n'est qu'elles montrent, une fois de plus, un exemple de *discordance de plissement*. En effet, elles n'ont aucune répercussion dans le Malm. Il n'en est pas de même au point de vue orographique, car, sans ces deux digitations, nous n'aurions pas cette chaîne de Dogger, sur le versant Nord de laquelle se sont autrefois développés de grands glaciers, qui ont joué un grand rôle dans la formation du cirque du Fer à Cheval.

Les plis dans le Crétacé entre le Giffre et le Rhone.

1. — Généralités. — 2. Synclinal de la Pointe de l'Avaudrue. — Anticlinal de Foilly. — 4. Synclinal de Foilly. — 5. Anticlinal de Barmes. — 6. Synclinal de Barmes. — 7. Anticlinal de Tuet. — 8. Synclinal de Bostan. — 9. Anticlinal de Bostan.

1. *Généralités.*

Grâce au fait que le front du « pli couché du Clévieux » est oblique sur la direction générale des plis, et étant donné la forte montée des axes vers le N.E.,

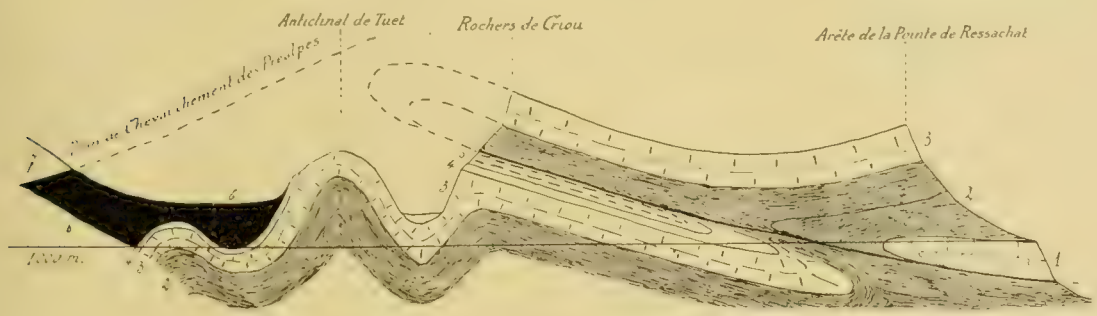


Fig. 31. — Apparition de nouveaux éléments tectoniques sous le pli couché du Clévieux.

1. Malm. — 2. Néocomien. — 3. Urgo-Aptien. — 4. Sénonien. — 5. Nummulitique. — 6. Flysch. — 7. Terrains préalpins.

nous voyons apparaître, sortant de dessous le pli couché du Clévieux, plusieurs plis parallèles qui se développent au N.E.

Du Sud-Est au Nord-Ouest, c'est-à-dire dans une direction transversale aux axes, nous rencontrons successivement les plis suivants :

I. Anticlinal couché du Clévieux, ou chevauchement Sambet-Pointe Rousse :

1. Synclinal de la Pointe de l'Avaudrue ;

II. Anticlinal de Foilly ;

2. Synclinal de Foilly ;

III. Anticlinal de Barmes ;

3. Synclinal de Barmes ;

IV. Anticlinal de Tuet;
4. Synclinal de Bostan;
V. Anticlinal de Bostan.

Nous avons déjà étudié précédemment (voir p. 552) en détail le « pli couché du Clévieux » ainsi que ses relations avec le massif jurassique du Grenairon et du Pic

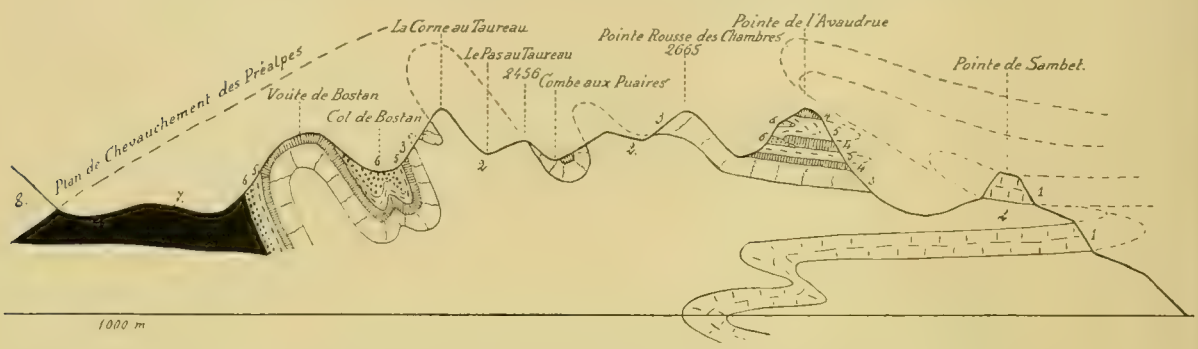


Fig. 32. — Les Plis dans le Crétacé entre les Préalpes et le Giffre.

1. Malm. — 2. Néocomien. — 3. Urgonien. — 4. Aptien et Albien. — 5. Sénonien. — 6. Nummulitique. 7. Flysch. — 8. Terrains préalpins.

de Tenneverdze. Il nous reste à suivre chacun des autres plis dans la direction du N.E.

2. *Synclinal de la Pointe de l'Avaudrue.*

Le *synclinal de la Pointe de l'Avaudrue* est le synclinal sous-jacent au pli couché du Clévieux. Sous la poussée de ce dernier pli, il a pris, à la Pointe de l'Avaudrue, une structure imbriquée qui disparaît insensiblement au S.W. jusqu'au *lac de Foilly,* où nous trouvons le Nummulitique de la série normale de ce synclinal chevauché directement par le Néocomien de la *Pointe Rousse.*

Au N.E. de la Pointe de l'Avaudrue, ce synclinal a disparu, enlevé par l'érosion.

3. *Anticlinal de Foilly.*

L'*anticlinal de Foilly* apparaît, près des chalets de Foilly, comme une digitation supérieure de l'anticlinal de *Barmes,* qui fait immédiatement suite, au N.W., au synclinal de la Pointe de l'Avaudrue.

Ce pli se développe toujours plus vers le N.E., où il forme une arête parallèle à celle de la Pointe Rousse-Pointe de l'Avaudrue, dont l'extrémité N.E., la *Pointe Rousse des Chambres* atteint 2665m.

4. *Synclinal de Foilly.*

Le *synclinal de Foilly* fait suite, au N.W., à l'anticlinal de Foilly. Comme ce dernier, il apparaît près des chalets de Foilly. On le suit dès lors jusque sur le versant Nord de la Pointe Rousse des Chambres, dans une zone d'Urgonien. Au point de vue orographique, il ne joue aucun rôle.

5. *Anticlinal de Barmes.*

L'*anticlinal de Barmes* est le premier pli qui apparaît sous le pli couché du Clévieux. Il se raccorde alors, par un synclinal aigu, à l'anticlinal de la *Pointe de Tuet.* Aux chalets de Foilly, nous avons assisté à son dédoublement. La digitation supérieure formant ce que j'ai appelé l'anticlinal de Foilly, tandis que la digitation inférieure reste l'anticlinal de Barmes. Ce pli se poursuit dans les calcaires hauteriviens, des *chalets de Foilly* au versant sud de la *Combe aux Puaires*, avec une tendance au déjettement au Nord.

Nous retrouvons ce même pli, couché cette fois, dans le *Mont Sagerou* (voir fig. 3, p. 483).

6. *Synclinal de Barmes.*

Le *synclinal de Barmes* relie l'anticlinal de Barmes à l'anticlinal de la Pointe de Tuet. Il apparaît dans l'Urgonien, au pied de la montée aux chalets de Foilly. Il s'élève rapidement vers le N.E. en diminuant de profondeur. Au N.E. des *chalets de Barmes*, son noyau se trouve dans le Sénonien. Il forme une combe synclinale qui aboutit à la *Combe aux Puaires*, col situé au Sud du point 2456 E.M. C'est entre la *Dent de Barmaz* (2764 Siegfried) et le *Mont Sagerou* que nous trouvons pour la dernière fois la trace du synclinal de Barmes dans les calcaires hauteriviens (voir fig. 3, p. 483).

7. *Anticlinal de la Pointe de Tuet.*

L'*anticlinal de Tuet* sort de dessous le Flysch au hameau du *Crêt*, sous forme d'immense carapace urgonienne périclinale. Ce pli se déjette rapidement au N.W.,

sur le synclinal de Bostan. Un peu à l'W. de la *Corne au Taureau* (2627 Siegfried), l'anticlinal de Tuet se dédouble par l'apparition d'un synclinal : le « synclinal des Dents Blanches », qui augmentera d'importance au fur et à mesure de l'élévation de l'axe vers le N.E.

Le noyau de la digitation supérieure de l'anticlinal de Tuet se trouve dans les schistes infravalanginiens, sur le versant Sud des Dents Blanches. Il se poursuit d'ici au *Col de Cluzanfe*, toujours dans les mêmes schistes.

Le *synclinal des Dents Blanches* s'élève de plus en plus vers le N.E. A la *Dent de Barmaz*, il forme le sommet, et nous le retrouvons sur le versant Sud de la Haute Cime des Dents du Midi, au *Col des Paresseux*.

La digitation inférieure de l'anticlinal de Tuet se couche en s'élevant au N.E. Nous la retrouvons sous le sommet de la *Haute Cime* des Dents du Midi, sur le versant Nord, chevauchant le synclinal couché de Bostan (voir profil n° 33, pl. 565).

8. *Synclinal de Bostan.*

Le *synclinal de Bostan* sépare l'anticlinal de la Pointe de Tuet de l'anticlinal de Bostan. Il se divise rapidement en deux parties par l'apparition d'un anticlinal médian pincé. A partir du Col de Bostan, le synclinal ne tarde pas à se coucher dans les Dents Blanches. Nous le voyons réapparaître, après s'être fortement élevé, sur le versant Nord de la *Haute Cime*. S'élevant toujours au N.E., nous le trouvons pour la dernière fois dans les Dents du Midi, à la *Dent Jaune*, dans l'Urgonien.

L'anticlinal qui s'était développé en son milieu, dans le vallon de Bostan, a disparu durant le trajet du Col de Bostan à la Haute Cime.

9. *Anticlinal de Bostan.*

L'*anticlinal de Bostan* est le plus externe des plis des Hautes Alpes de notre région. Il sort du Flysch au S.W. des chalets de Labérieux.

A partir du *Signal de Bostan*, nous voyons le flanc Nord de cet anticlinal se déjeter, puis se coucher au Nord, pour venir former le grand anticlinal couché des *Dents du Midi*. En se couchant, son flanc renversé s'est digité, comme on le voit si bien de *Bonaveau*, sur le versant droit de la Gorge de la *Sauflaz*. C'est cette digitation inférieure que nous retrouvons, sans aucun doute, à *Gagnerie*, puis sur la rive droite du Rhône, aux *Dents de Morcles*.

10. *Raccords avec les plis du Crétacé de la rive droite de l'Arve* (pl. 18).

Nous sommes arrivés précédemment à la conclusion que le « pli couché du Clévieux représentait le pli-faille du torrent de la Balme, sur la rive droite de l'Arve. A quoi correspondent les plis qui sont sortis de dessous le pli du Clévieux? Il est bien évident que les raccords que je vais donner seront hypothétiques, car nous n'avons aucune preuve tangible de prolongation des plis, du Crétacé de la rive droite de l'Arve, sous le Flysch de l'inflexion synclinale transverse.

L'anticlinal couché de la *Grotte de la Balme* me paraît se retrouver dans l'anticlinal de la *Pointe de Tuet.*

Le synclinal de *Balancy* réapparaîtrait dans le synclinal de *Bostan.*

Enfin l'anticlinal déjeté du *Rocher de Cluses* se retrouverait dans l'anticlinal de *Bostan.*

Le pli couché Tour Salière-Dents du Midi.

1. Relations entre les Dents du Midi et la Tour Salière. — 2. Disparition de la série normale du synclinal sous-jacent. — 3. Racine de la Nappe.

1. *Relations entre les Dents du Midi et la Tour Salière.*

Comme nous venons de le voir dans le chapitre précédent, les plis des Dents du Midi correspondent à l'anticlinal et au synclinal de *Bostan,* et à l'anticlinal de la Pointe de Tuet, qui se sont couchés dans la direction du N.E.

Il résulte également de ce qui précède que le pli couché de Malm de la *Tour Salière* représente le pli inférieur du *Grenairon,* soit probablement le pli II-III du *Mont Joly.*

Quelles sont les relations qui existent entre la Tour Salière et les Dents du Midi? Comme je l'ai montré précédemment (voir p. 483), les plis crétacés en avant du *Mont Ruan* ne correspondent pas aux plis du Malm. Cette discordance de plissement est ici due au fait que les Schistes infravalanginiens ont joué le rôle de *lit mobile* entre les calcaires du Malm et ceux du Néocomien. La couverture crétacée des plis du Mont Ruan a été décollée, grâce à la poussée en avant des nappes supérieures préalpines, et s'est plissée indépendamment.

MM. Favre et Schardt[1] ont montré « qu'étant donné l'arrêt complet du jurassique au *Col de Cluzanfe* et l'existence du Nummulitique au niveau de *Salanfe*, il est impossible de supposer du terrain jurassique au centre des replis du Néocomien des *Dents du Midi* ». D'après ces savants, les Dents du Midi représentent une calotte de Néocomien, décollée de sa base jurassique et repliée indépendamment de celle-ci.

Le pli couché jurassique de la Tour Salière représente donc le noyau des plis du Crétacé des Dents du Midi. Le décollement du Crétacé de cette région me paraît, tout comme pour le Mont Ruan, devoir être attribué *à la poussée en avant des nappes supérieures préalpines.*

2. *Disparition de la série normale du synclinal sous-jacent.*

Nous avons vu qu'au *Col d'Emaney* nous ne trouvons plus, sur le cristallin du *Luisin,* que le Trias et le Lias inférieur supportant le Flysch de la série renversée du pli couché Dents du Midi-Tour Salière.

A la *Dent de Morcles,* sur la rive droite du Rhône, le Trias est recouvert par l'ensemble du Jurassique qui supporte le Nummulitique.

Quelle est la cause de cette disparition d'une partie de la série normale autochtone ?

J'ai déjà discuté cette question en 1904[2]; j'y reviens donc ici, étant donné que, depuis ce moment, j'ai été amené à abandonner la théorie qui me paraissait alors la plus admissible. On peut, en effet, expliquer de deux manières la disparition de la plus grande partie de la série normale autochtone :

1° *La lacune stratigraphique constatée dans la série normale du Col d'Emaney est primaire, c'est-à-dire qu'elle est due à une interruption dans la sédimentation.*

C'est l'hypothèse qui m'avait paru la plus soutenable en 1904. Elle avait l'avantage de tenir compte des plissements hercyniens et du caractère bréchiforme du Lias inférieur.

2° *La tête anticlinale du pli couché a raboté et enlevé cette série sous l'action de la poussée en avant due aux nappes supérieures préalpines !*

Cette dernière manière de voir me paraît actuellement la seule admissible. En effet, si la lacune du Col d'Emaney était *primaire*, nous devrions la retrouver à peu

[1] Matériaux Carte géol. de la Suisse, 22e liv., 1887, p. 593.
[2] Ibid., 19e livraison, nouv. série, 1904, p. 24.

de distance de cette localité, au *Col du Jorat*. Or tel n'est pas le cas. Comme l'a montré M. Schardt, la série autochtone est plus complète : « Il y a du Lias, du Dogger, des Schistes argoviens, du Malm, formant deux écailles, séparées par de la cornieule, et du Néocomien, tous très réduits ».

D'autre part, aux *Dents de Morcles*, la série est plus complète, puisqu'elle s'arrête avec le jurassique supérieur.

MM. Buxtorf et Truninger[1] ont récemment observé un phénomène semblable dans la base du *Doldenhorn*, où non seulement la série normale autochtone, mais encore la série renversée de l'anticlinal couché font défaut.

3. *Racine de la nappe.*

Comme l'a indiqué M. Schardt[2], la racine de la nappe Dents du Midi-Dents de Morcles se trouve dans la zone sédimentaire qui, de Martigny, passe par le *Col de la Forclaz* et le *Col de Balme* pour rejoindre le synclinal de *Chamonix*.

Le massif cristallin d'Arpille représenterait, d'après M. Schardt, le noyau cristallin de notre nappe.

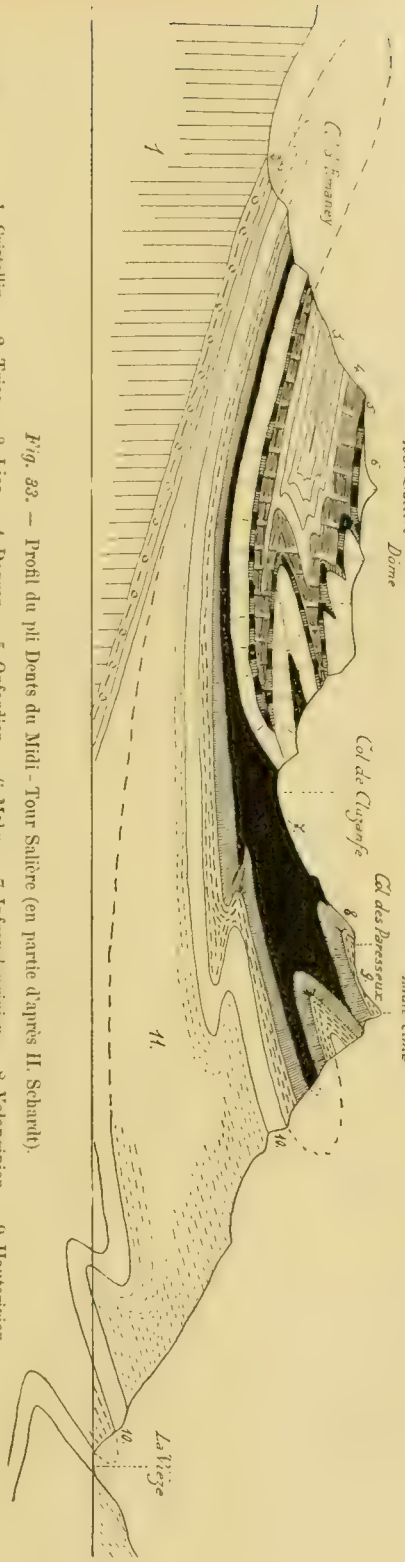


Fig. 33. — Profil du pli Dents du Midi - Tour Salière (en partie d'après H. Schardt).
1. Cristallin. — 2. Trias. — 3. Lias. — 4. Dogger. — 5. Oxfordien. — 6. Malm. — 7. Infravalanginien. — 8. Valanginien. — 9. Hauterivien. 10. Urgonien. — 11. Nummulitique et Flysch.

[1] *Ueber die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs.* Verhandl. der Naturforsch. Gesells. in Basel, B. XX, H. 2, p. 177.

[2] *Coup d'œil sur la Géologie et la Tectonique des Alpes du Canton du Valais,* Bull. Soc. Murithienne des Sc. nat. du Valais, t. XXXV, 1908, p. 324.

Conclusions.

De l'étude que nous venons de faire des plis des Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône, nous pouvons conclure :

1° *Que sur la rive droite de l'Arve il y a discordance de plissement entre les plis jurassiques et crétaciques.*

2° *Que la poussée tangentielle a augmenté du S.W. au N.E., puisque le pli le plus profond de la vallée de l'Arve, uniquement marqué dans le Lias et le Dogger, intéresse à son plissement, au Pic de Tenneverdze, le Malm, puis le Crétacé et le Tertiaire aux Dents du Midi.*

3° *Que la nappe Dents du Midi-Tour Salière représente le développement, au N.E., du pli le plus inférieur du Grenairon, soit du pli II-III du Mont Joly.*

4° *Qu'au moment où, grâce à l'augmentation de la poussée tangentielle, le Crétacé satisfait aux plis jurassiques, il se produit une discordance de plissement due, cette fois, au décollement de l'enveloppe crétacée des plis jurassiques par la poussée des nappes supérieures préalpines.*

QUATRIÈME PARTIE

MORPHOLOGIE

La Vallée du Giffre.

1. Origine. — 2. La barre rocheuse des Tines et la vallée de surcreusement glaciaire. — 3. Le torrent des Fonds et ses affluents. — 5. Le Clévieux.

1. *Origine.*

Dans son beau mémoire « Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales[1] », M. Lugeon s'est occupé de l'origine de la vallée du Giffre. Voyons donc les conclusions de ce savant :

Le cours du *Giffre*, comme celui des cours d'eau des versants Nord et Ouest des Alpes occidentales et orientales, se divise en trois parties. En effet, les tributaires du cours supérieur du Giffre s'écoulent normalement à la chaîne Ruan-Pic de Tenneverdze-Grenairon et à la chaîne Dents Blanches-Pointe de l'Avaudrue, pour se jeter dans une vallée qui est longitudinale jusque un peu en aval de Sixt, et qui représente la deuxième partie du cours du Giffre. En aval de Sixt, le Giffre, après une courbe à angle droit, sort des chaînes par une vallée transversale.

Comme l'a montré M. Lugeon, le Giffre suit, en amont de Samoëns, l'inflexion synclinale transverse, puis, en aval de Samoëns, nous le voyons couper cet accident tectonique avec une parfaite indifférence. Il en résulte donc que le cours du Giffre en aval de Samoëns est indépendant de la structure tectonique des Hautes Alpes calcaires. Cette vallée est certainement due à une *surimposition*. En effet, la présence de petites Klippes préalpines dans le Flysch du versant Nord du massif des Grands Vents indique que la surface structurale était tout autre que ce que nous permettent de reconstruire aujourd'hui les éléments tectoniques visibles.

[1] Annales de Géographie, t. X, 15 nov. 1901, p. 408-409.

La direction de la vallée du Giffre à l'amont de Taninges est fonction de la topographie du Flysch qui recouvrait les nappes préalpines.

Comme l'a si bien démontré M. Lugeon, le Giffre, à l'origine, s'écoulait par S^{t}-Jeoire, entre le *Môle* et les *Brasses,* mais il a été capturé par un affluent de l'Arve en aval de *Mieussy.*

2. *La barre rocheuse des Tines et la vallée de surcreusement glaciaire.*

Le Giffre traverse par une gorge torrentielle la barre d'Urgonien des *Tines,* entre Sixt et le hameau de *Balme.* Cette gorge est postglaciaire et représente un phénomène de surimposition morainique. En effet, nous trouvons, un peu au S.W. de la gorge actuelle, un ancien lit avec de superbes marmites. Ce lit a été comblé par des matériaux morainiques du glacier du Giffre. Lorsque le glacier s'est retiré, le cours d'eau n'a plus retrouvé son ancien lit et s'est ouvert une nouvelle voie dans la roche vive.

Après le retrait des glaces et tant que le Giffre n'eut pas creusé à nouveau la barre des Tines, un lac existait en amont du barrage. L'existence de ce lac a été démontrée par M. Douxami[1]. En effet, on peut voir dans de petites buttes, qui dominent la plaine alluviale récente entre le village des *Faix* et *Sixt,* des dépôts sableux ou calcaires bien stratifiés. Ce dépôt indique des eaux profondes et tranquilles dans lesquelles se déposaient les alluvions des torrents.

Le village de Salvagny serait construit, d'après M. Douxami, sur le cône de déjection du Torrent des *Fonds.* Le *Nant Sec* rejoignait alors le cours d'eau principal ou le lac plus au Nord, vers les *Faix.* Peu à peu son embouchure s'est déplacée vers l'amont, et son cône de déjection recouvre aujourd'hui l'ancien cône du torrent des Fonds.

En amont de *Sixt,* la vallée du Giffre présente un superbe exemple de surcreusement glaciaire avec son fond plat et ses parois presque verticales.

Le *cirque du Fer à Cheval* est également d'origine glaciaire et représente le lieu de confluence du glacier qui recouvrait le versant Nord de la chaîne Grenairon-Cheval Blanc-Pic de Tenneverdze avec celui qui couvrait les pentes Sud des Dents Blanches et le flanc Nord de la chaîne Ruan-Pic de Tenneverdze. Deux cirques typiques apparaissent au-dessus de l'auge du Haut-Giffre : ce sont ceux de *Vogealle* et du *Pâturage de Tenneverdze.* Nous étudierons, dans un chapitre spécial, ces cirques avec ceux, très nombreux, que nous rencontrons dans le reste des Hautes Alpes calcaires entre l'Arve et le Rhône.

[1] *Observations sur quelques phénomènes torrentiels du Bassin de l'Arve.*

3. *Le Torrent des Fonds et ses affluents.*

Comme l'a montré M. Lugeon, le *Torrent des Fonds,* principal affluent du *Giffre,* a une direction sensiblement parallèle à l'inflexion synclinale transverse, tout comme l'Arve entre Sallanches et Cluses.

Le *cirque des Fonds.* qui, actuellement, sert de bassin de réception au Torrent des Fonds, est d'origine glaciaire et est dû au glacier qui recouvrait l'hémicycle Grenairon-Cheval Blanc-Buet.

Le Torrent des Fonds reçoit le Torrent d'*Anterne,* qui provient du cirque glaciaire du même nom. Il descend du plateau d'Anterne en cascades.

A l'Est, le Torrent des Fonds reçoit le Torrent de *Salles,* provenant également d'un cirque glaciaire et qui descend en cascades successives.

Enfin, le torrent de *Gers,* qui, d'après M. Douxami, devait autrefois se jeter directement dans le Giffre, comme semble l'indiquer le coude brusque qu'il présente à Entre Deux Nants. Ce torrent provient également d'un cirque glaciaire.

4. *Le Clérieux.*

Le *Clévieux* est, en amont de Samoëns, l'affluent le plus important de la rive droite du Giffre.

La basse vallée du Clévieux a une direction S.W.-N.E., tandis que celle de la haute vallée est S.E.-N.W. C'est donc dire que la vallée du Clévieux forme une courbe brusque dans sa partie supérieure. Comme l'a montré M. Jacob, on rencontre, sur le versant Nord de la colline de *Chantemerle,* un ancien thalweg, rempli en partie de matériaux morainiques, par lequel devaient se déverser les régions de *Nant Golon* et de *Golèse.* Cette constatation a conduit M. Jacob à envisager la haute vallée du Clévieux comme due à une surimposition morainique. Il me paraît plus probable que la haute vallée du Clévieux représente le cours d'un affluent du Clévieux qui a capturé le Torrent de Chantemerle. En effet, ce dernier devait, à Chantemerle, approfondir son lit dans le Sénonien, tandis que l'affluent du Clévieux creusait le sien dans une formation plus tendre, les Schistes du Flysch.

Les Cirques.

1. Introduction. — 2. Les Cirques entre l'Arve et le Giffre. — 3. Les Cirques entre le Rhône et le Giffre. — 4. Conclusion.

1. *Introduction.*

D'après M. Lory[1], « on entend par un *Cirque* un large enfoncement, à fond plat ou peu incliné, à parois au contraire escarpées, qui s'entaille dans le flanc d'une montagne, généralement peu au-dessous des crêtes ». La forme ainsi définie est due, sans aucun doute, à l'érosion glaciaire. La présence de cirques dans une chaîne de montagnes prouve donc l'existence, à un moment donné, de glaciers isolés. C'est cette forme qui, généralement, découpe les chaînes des Hautes Alpes calcaires de notre région et leur donne leur caractère de « haute montagne ».

Comme nous le verrons plus loin, tout au long, plusieurs de ces cirques contiennent des lacs. D'autres présentent des caractères régressifs, c'est-à-dire qu'ils reviennent, sous l'action de l'érosion aqueuse, ce qu'ils étaient auparavant, des bassins de réception torrentiels. Ces cirques sont généralement suspendus au-dessus des parois de l'auge de la vallée principale ou s'y raccordent par des gradins successifs. Dans quelques cas rares, le torrent qui s'échappe de ces cirques a eu la force de creuser une *gorge de raccordement.* En général, dans notre région, les torrents tombent en cascades dans la vallée principale.

2. *Les Cirques entre l'Arve et le Giffre.*

Les anciens glaciers locaux du *Massif de Platé* ont été étudiés par M. Douxami[2]. Voyons donc, avec cet auteur, les différents cirques de cette région :

Le Cirque de Salles.

Le cirque de *Salles* est dû au glacier des Fiz, qui s'étendait dans l'hémicycle formé par la *Pointe de Platé* et son arête Nord, la *Pointe d'Ayer* et la *Tête à l'Ane.*

[1] *Les Cirques de montagne,* Travaux de Géologie. Université de Grenoble, t. VI, p. 74, 1901-1902.
[2] *Les phénomènes glaciaires et postglaciaires du massif de Platé.*

Il est en grande partie entaillé dans les calcaires nummulitiques. Son fond, cependant se trouve dans l'Urgonien. Il forme deux gradins dans l'Urgonien, séparés par une barre de Sénonien. Le gradin supérieur (2157m) a dû être occupé par un lac aujourd'hui comblé. Le ruissellement est actuellement nul dans ce cirque, toute l'eau disparaissant dans les crevasses des calcaires nummulitiques et urgoniens, pour ressortir plus bas au contact du Néocomien. Le Cirque de Salles se raccorde au Torrent des Fonds par deux gradins dans l'Hauterivien et les Schistes noirs infravalanginiens. Ces gradins sont dus à une barre d'Urgonien et à une autre de calcaires valanginiens. Ils ont été formés par le torrent préglaciaire.

On trouve des moraines du glacier des Fiz ou de Salles au-dessous des chalets de Salles et sur le gradin inférieur des Schistes infravalanginiens, entre les chalets de *Fardelet* et de *Lignon*.

Le Cirque de Flaine.

Le Cirque de *Flaine* a été occupé par le glacier de *Platé* qui recouvrait, sans aucun doute, toute la partie occidentale du Désert de Platé. On trouve la moraine latérale de ce glacier près des chalets des *Esserts* et au-dessous de ceux de *Flaine Joux*. La moraine de fond se rencontre dans la montée du lac aux chalets de *Flaine*, près de *Sur le Crêt*.

Le vallon de Flaine est dû à l'éclatement de la carapace urgonienne du pli-faille de *la Colonnaz*. Il a été surcreusé par le glacier de Platé, comme le montrent des traces relevées sur le col que forme la contre-pente, à l'extrémité occidentale du vallon. L'érosion carsique a certainement beaucoup contribué à modifier le fond du Cirque de Flaine.

Le bassin du *lac de Flaine* me paraît devoir être dû, avant tout, à l'érosion glaciaire, car ne on voit nulle part les traces d'un effondrement. L'écoulement se fait par des entonnoirs, comme l'a montré M. Chaix[1].

Le Cirque de Vernant.

D'après M. Douxami, ce cirque est taillé dans le Flysch gréseux et les Grès de Taveyannaz des *Grands Vents* et de la *Tête de Pré des Saix*. Le lac de *Vernant* (1840m) est dû au barrage occasionné par la moraine du glacier de Vernant.

La Combe de Verel et le Cirque de Vocconant.

La *Combe de Verel*, avec son fond plat et marécageux, représente un cirque glaciaire entièrement creusé dans le Flysch et les Grès de Taveyannaz. Il en est

[1] *Le Désert de Platé et le lac de Flaine*, Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève, 16 août 1893, p. 174.

de même pour le *Cirque de Vocconant*. Alphonse Favre avait vu, dans ces cirques, un exemple de rupture ou d'effondrement de voûte.

Le Cirque de Gers.

Bien que le fond de la vallée de *Gers* soit en grande partie recouvert par des éboulis, M. Douxami n'hésite pas à attribuer sa formation au surcreusement glaciaire.

Le *lac de Gers* (1200^{m}) est dû à un barrage, probablement d'origine morainique. M. Delebecque[1] a trouvé une profondeur maximum de 5^{m},50 dans la partie aval.

Les Cirques d'Anterne.

Le plateau d'Anterne est divisé en trois parties par de petits cirques glaciaires orientés E.-W. Leur fond se trouve dans l'Oxfordien, leurs parois latérales dans le Malm, et tous s'appuient contre une arête de Dogger. Cette disposition géologique est due au fait que l'axe du pli s'élève fortement au N.E.

Les chalets d'*Anterne* sont construits dans le premier de ces cirques, au Nord.

Le *lac d'Anterne* occupe le fond du plus méridional. C'est un bassin rocheux. La barre qui le soutient à l'aval est formée par le Malm. L'émissaire disparaît dans une fissure à peu de distance du lac. Il ne doit probablement pas revenir au jour sur le plateau d'Anterne, mais doit sortir au contact de l'Oxfordien, sur le versant gauche du Torrent des Fonds.

Le plateau d'Anterne, dans son ensemble, me paraît représenter un vaste cirque glaciaire orienté du Sud au Nord. Les parois de ce cirque étaient formées par la muraille des Fiz et l'arête qui s'élevait de cette dernière au point 2475, sur l'arête Col d'Anterne-Col de Léchaud. Le *Col d'Anterne* représenterait le dossier du cirque, crevé par érosion régressive. Le fond de ce grand cirque ne pouvait être plat, étant donné le fort plongement axial au S.W. et la différence de résistance des couches géologiques. Une érosion carsique s'est très probablement développée dans le Malm du lit du glacier. Les trois petits cirques de direction Est-Ouest, que nous venons d'étudier, me paraissent devoir être envisagés comme ayant été formés par de petits glaciers, derniers restes du glacier d'Anterne, sur un emplacement préparé par l'érosion carsique sous-glaciaire.

3. *Les Cirques entre le Rhône et le Giffre.*

Le plus beau cirque glaciaire de notre région est, sans aucun doute, celui de *Salanfe*. D'une largeur de 6^{km}, entre les Dents du Midi et le Luisin, sur seulement

[1] *Les Lacs français*, Paris, 1898, p. 424.

4km de longueur, il constitue un merveilleux exemple des phénomènes glaciaires. Son fond, absolument plat, constitue un riche pâturage, en forme d'ellipse, d'environ 2km de diamètre, dominé au Sud-Ouest de plus de 1200m par la formidable paroi de la Tour Salière, où est accroché le *Glacier Noir*, dernier vestige, avec *Plan Névé*, du glacier de Salanfe.

La plaine de Salanfe représente un ancien bassin rocheux comblé par des alluvions. C'est un superbe exemple d'érosion glaciaire différentielle. En effet, le seuil rocheux du lac de Salanfe, bien visible, se trouve dans le cristallin du Massif des Aiguilles Rouges, tandis que le reste du bassin a été creusé dans le sédimentaire, de beaucoup moins résistant.

Le *Col de Cluzanfe* me paraît représenter, tout comme le Col d'Anterne, le dossier de notre cirque, crevé par l'érosion régressive. Cet exemple me paraît moins discutable que celui d'Anterne, car nous trouvons ici une prédisposition tectonique.

La crête qui, pendant la période glaciaire, reliait la Tour Salière aux Dents du Midi, était formée de Schistes infravalanginiens n'offrant aucune résistance à l'érosion. De plus, le vallon de Cluzanfe était également glacié, et la crête des Schistes infravalanginiens, attaquée de même façon de deux côtés opposés, ne pouvait que se démanteler et donner lieu à un Col.

La plaine de Salanfe est bornée au Nord par une moraine frontale du glacier de *Plan-Névé*. Celle-ci limite au Sud le superbe vallum de *Lanvouisset*, occupé par un lac boueux que comblent petit à petit les torrents qui descendent du Plan Névé. Ces eaux réapparaissent dans la plaine de Salanfe sous forme de sources abondantes, au contact de la moraine avec la plaine.

Le Vallon et la Plaine de Barberine (voir pl. 15, fig. 1).

Le *vallon de Barberine*, en amont de la plaine, est un beau type d'auge glaciaire récente. Le glacier de Barberine occupait le cirque formé par l'arête du Mont Ruan, la Tour Salière et l'arête des Pointes à Boillon. Le glacier des *Fonds* et les deux petits glaciers de la Tour Salière représentent donc les restes de ce glacier.

La *plaine de Barberine* est un superbe bassin rocheux excavé dans le Trias et le Lias. Comme à Salanfe, le seuil est formé par le cristallin moutonné.

D'une manière générale, le vallon de Barberine, jusqu'à *Emosson*, témoigne de deux périodes de surcreusement glaciaire. A la première période correspondrait le palier qui, de chaque côté de la vallée, se remarque à environ 2400m d'altitude. Pendant la période interglaciaire a eu lieu le creusement d'une gorge de raccordement, dans laquelle s'est fait sentir d'une façon manifeste l'érosion différentielle

d'une deuxième période de surcreusement. En effet, l'auge est parfaite dans le sédimentaire, et il s'y est même formé un lac. Dans le cristallin, par contre, de beaucoup plus résistant, l'auge n'a pas pu se développer complètement. Comme le montrent les stries, le creusement de la gorge postglaciaire ne dépasse pas deux mètres.

La *plaine d'Emosson* est un ancien bassin rocheux formé par la convergence, lors de la deuxième période de surcreusement, du glacier du *Vieux Emosson* et de celui de Barberine.

Le Cirque du Vieux Emosson.

Le sauvage cirque du *Vieux Emosson* est dû à l'érosion glaciaire, dans le Trias et le Lias. Son fond a dû être occupé par un lac soutenu à l'aval par une barre de cristallin. Ce cirque est actuellement en voie de régression, c'est donc dire qu'il tend à se transformer en bassin de réception torrentiel.

Le Vallon suspendu de Tenneverdze.

Le vallon suspendu de Tenneverdze se voit fort bien de Sixt, à droite du Pic de Tenneverdze (voir pl. 17). Il est creusé dans les Schistes oxfordiens qui forment un synclinal couché. Au Sud, il est limité par une belle paroi de Dogger, et au Nord par une paroi de Malm. Le petit glacier qui occupait ce vallon me paraît avoir été un effluent du glacier de Barberine. Le torrent rejoint la vallée principale par une cascade.

Le Cirque d'Entre Deux Eaux.

Le Cirque peu connu d'*Entre Deux Eaux* se trouve dans l'hémicycle formé par le Mont Oreb, le Buet, le Cheval Blanc et l'Aiguille de Loriaz. Il est en majeure partie dans le Trias et le Lias. Sa gorge de raccordement est dans le cristallin. Le versant S.W. de ce cirque est encore occupé par un petit glacier qu'on voit fort bien du Col du Vieux (voir pl. 12, fig. 2).

Le Cirque et le Lac de Vogealle.

Le cirque de Vogealle s'appuie, au Nord contre les Dents Blanches; au S.W. contre l'arête Pointe de l'Avaudrue-Corne au Taureau; au N.E. contre la Dent de Barmaz et le Mont Sagerou.

Ici encore, nous sommes en présence d'un cas d'érosion glaciaire différentielle. Le fond du cirque est en effet excavé dans les Schistes tendres infravalanginiens, tandis que les calcaires résistants du Malm ont formé barre à l'aval. Un petit lac

(voir pl. 16) l'occupe aujourd'hui, dernier vestige d'un lac plus considérable qui fut en partie comblé à l'aval par un cône de déjection torrentiel. L'émissaire se perd dans les fissures du Malm. C'est probablement lui qui réapparaît sous forme de source, au contact des Schistes oxfordiens, un peu au N.W. de Nambride dessous. Cette source, abondante au printemps et en été, tarit en hiver, à un moment où plus une goutte d'eau ne sort du lac, soit que ce dernier soit gelé ou vidé.

Le Cirque de Salvadon.

Nous trouvons, entre la Pointe de l'Avaudrue et la Pointe de Sambet, un petit cirque glaciaire formé dans les Schistes infravalangiens, et sur le bord duquel sont construits les chalets de Salvadon. La plupart des eaux qui proviennent de ce bassin de réception disparaissent sous le Malm de la Pointe de Sambet. Elles réapparaissent sur le versant droit de la vallée du Giffre, au contact avec les Schistes infravalangiens, où elles forment la source de la cascade de la *Gouille,* au N.W. de *Nambride dessus.*

Le Vallon des Chambres et le Lac de Foilly.

Comme on peut s'en rendre compte facilement, en lisant la Carte de l'Etat-major français, le vallon des Chambres a été occupé, jusqu'à une époque assez récente (1869), par un glacier. Depuis 1869, ce dernier s'est retiré, en laissant apparaître le vallon des Chambres et le bassin rocheux qui forme le lac de Foilly (voir pl. 15, fig. 2).

Le Vallon de Bostan.

Le vallon de Bostan a été également glacié, comme le démontre le superbe amphithéâtre morainique des chalets de Bostan. La moraine latérale droite du glacier, recouverte par la végétation, tranche par sa couleur sur le gris de l'Urgonien du flanc sud de l'anticlinal de Bostan. Au pied de l'arête Corne au Taureau-Pointe de Tuet, soit sur le versant gauche du vallon, il est impossible de séparer les éboulis de la moraine.

4. *Conclusions.*

Comme l'a indiqué M. Douxami, les cirques du Massif de Platé se trouvent à une altitude comprise entre 1050 et 2150^{m}.

Les cirques situés dans les Massifs bordant le Haut Giffre sont à une altitude

variant de 1800 à 2100m. On peut donc, il me semble, admettre pour les Hautes Alpes entre l'Arve et le Rhône, comme limite des neiges persistantes, lors de la dernière oscillation positive des glaciers, la cote de 2000m, déjà proposée par M. Douxami pour le Massif de Platé.

L'Enneigement dans les dix dernières années.

Parcourant les Hautes Alpes calcaires, entre l'Arve et le Rhône, depuis plus de dix ans, j'ai été à même de suivre la question de l'enneigement.

Les glaciers suspendus sur les faces Nord n'ont pas varié. Tels sont ceux de *Foilly*, du *Mont Ruan* et du *Prazon*.

Le petit glacier qui occupait encore le sommet du Buet en 1898 avait à peu près complètement disparu en 1909.

L'enneigement, dans le vallon de *Barberine*, a considérablement progressé durant ces dix dernières années. En effet, en 1899 et 1900, il n'y avait aucun névé dans la partie du vallon située en amont de la plaine. En 1902, de petits névés font apparition et ont, depuis, toujours progressé. Nous assistons peut-être ici à la régénération du glacier de Barberine.

Les Lapiés.

Des *lapiés* se rencontrent fréquemment dans les Hautes Alpes calcaires de notre région. Le plus beau est sans contredit celui du *Désert de Platé*. M. E. Chaix[1] en a fait une étude très détaillée et je ne serais pas complet si je ne la résumais pas ici :

D'après cet auteur, l'étendue complète du Désert de Platé est d'environ quinze kilomètres carrés. La croupe principale correspond au sommet de la voûte, à grand rayon de courbure, qui forme le Désert de Platé. Elle part de *Pointe Pelouze* et se dirige au S.S.W., vers le point 2476. Le versant oriental s'abaisse vers le cirque de Salles. Il est formé par les calcaires nummulitiques. A l'Ouest, après une série de gra-

[1] *La Topographie du Désert de Platé*, Le Globe, t. XXXIV; Mémoires, 1895. T. XXV, p. 70, 1908.

dins dans le Nummulitique, on rencontre une paroi de Nummulitique et de Sénonien d'une centaine de mètres de hauteur. Cette dernière domine un palier herbeux de Gault. Puis c'est le lapié d'Urgonien, faiblement incliné au Nord, qui domine le vallon de Flaine.

Les deux formes les plus importantes du lapié du Désert de Platé sont les *ciselures* et les *crevasses*. La première de ces formes est due avant tout à l'érosion chimique, tandis que la seconde est d'origine tectonique. Les crevasses ont été modifiées secondairement par l'action chimique.

La formation des ciselures est postglaciaire, comme le fait très justement remarquer M. Chaix. On se demande alors si seule l'eau douce a été capable de produire de pareils effets? J'ai déjà attiré l'attention des géologues sur l'importance de l'action des acides organiques comme dissolvants! Les ciselures de notre lapié ne seraient-elles pas dues surtout à l'action des acides organiques (humique, azo-humique, crénique, etc.) provenant de la végétation qui a recouvert le Désert de Platé après la période glaciaire? Depuis le moment où j'ai écrit ma petite note « Action des acides organiques en géologie[1] », j'ai eu l'occasion de voir sur place, aux Baléares, en Espagne et au Portugal, l'action corrosive de la végétation, soit sur les calcaires, soit sur les silicates.

Les lapiés sont également très développés entre le Giffre et le Rhône. Nous en trouvons dans le Malm, sur la face W. du *Petit Mont Ruan*, à la Pointe de *Sambet* et sur le plateau d'*Anterne;* dans l'Urgonien, dans la région limitée par le vallon des *Chambres* et celui d'*Odda*. La surface de la voûte d'Urgonien et d'Aptien inférieur à orbitolines de la croupe de Bostan est absolument lapiazée. Les calcaires valanginiens du vallon de Cluzanfe et l'Urgonien du Criou sont également une belle illustration de cette forme.

[1] Archives des Sciences physiques et naturelles, t. XXV, p. 68, 1908.

BIBLIOGRAPHIE

concernant la région étudiée.

Beaumont, Albanis. *Fonderie et exploitation des mines de fer de la vallée de Sixt.*

Chaix, E. *Le désert de Platé et le lac de Flaine.* Le Globe, Mémoires, XXXIII, 1893-94. Genève.

Collet, L.-W. *Tectonique de la chaîne Tour Salière-Pic de Tanneverge.* C. R. Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève, Archives des Sc. phys. et nat., t. XVIII, p. 409, 1904.

Id. *Etude géologique de la chaîne Tour Salière-Pic de Tanneverge.* Matériaux Carte géol. suisse, liv. XIX, nouv. série, 1904.

Id. *Note sur la tectonique du Massif du Haut Giffre.* Archives des Sc. phys. et nat. de Genève, t. XXII, p. 544, 1906.

Id. *La géologie de la Pointe de Sambet.* C. R. séances de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève, Archives des Sc. phys. et nat., t. XXVII, p. 84, 1909, Genève.

Id. *Présence de l'Infravalangien à Hoplites Boissieri dans le Massif Dent du Midi-Pic de Tenneverdze.* Ibid., t. XXVIII, p. 76, 1909, Genève.

Id. *Sur la présence du Cénomanien fossilifère dans les Alpes calcaires de la Haute-Savoie.* C. R. Académie des Sciences, 24 janvier 1910.

Delaharpe, Ph. et Renevier. *Excursion géologique à la Dent du Midi.* Bull. de la Soc. vaudoise d'Hist. nat., 1855, IV, p. 261.

d'Espine, A. et Favre, E. *Observations géologiques et paléontologiques sur quelques parties des Alpes de la Savoie et du Canton de Schwytz.* Archives des Sc. phys. et nat., t. XXII, 1885.

Douxami, H. *Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale.* Paris, Masson & C^ie^, 1896.

Id. *Revision de la feuille d'Annecy. Massif de Platé.* Bulletin Carte géol. de la France, n° 85, 1902.

Id. *Les phénomènes glaciaires et postglaciaires du Massif de Platé (Haute-Savoie).* Annales Soc. Linnéenne de Lyon 1902.

Id. *Revision des feuilles d'Annecy et de Thonon.* Bulletin Carte géol. de la France, n° 105, 1905.

Duparc, L. et Ritter, E. *Les formations du Carbonifère et les Quartzites du Trias dans la région N.-W. de la première zone alpine.* Mém. de la Soc. de Phys. et d'Hist nat. de Genève, t. XXXII, 1^re^ partie, n° 4, 1894.

Id. *Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec le Flysch.* C. R. Académie des Sciences, 8 avril 1895, et Archives des Sc. phys. et nat. de Genève, 3^me^ période, t. XXXIII, 1895.

Favre, A. *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc.* Paris, Masson, 1867.

Favre, E. et Schardt, H. *Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse, et de la chaîne des Dents du Midi.* Matériaux Carte géol. Suisse, 22me livraison, 1887.

Haug, E. *Etudes sur la tectonique des Hautes chaînes calcaires de Savoie.* Bulletin Carte géol. de la France, n° 47, 1895-1896.

Id. *Etude sur la tectonique des Alpes suisses.* Bull. Soc. géol. de France, 3me s., t. XXIV, p. 535, 1896.

Jacob, Ch. *Note sur la tectonique du Massif crétacé situé au nord du Giffre (Haute-Savoie).* Bulletin Carte géol. de la France, n° 108, 1905.

Kilian, W. et Révil, J. *Etudes géologiques dans les Alpes occidentales.* Vol. II. Mémoires Carte géol. de la France, 1908.

Lugeon, M. *Les dislocations des Bauges (Savoie).* Bulletin Carte géol. de la France, n° 77, 1900.

Id. *Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales,* Annales de Géographie, t. X, nos 52 et 54, 1901.

Maillard, G. *Alpes de Sixt, de Samoëns et vallée de l'Arve.* Bulletin Carte géol. de la France, n° 22, 1890.

Michel-Lévy, A. *Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles Rouges. Montagnes de Pormenaz et du Prarion.* Bulletin Carte géol. de la France, n° 27, 1891-1892.

Necker, L.-A. *Mémoire sur la vallée de Valorsine.* Mém. de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève, 1828.

Perret, R. *Ascensions dans les Alpes calcaires du Faucigny et du Valais.* La Montagne, 20 juillet 1909.

Renevier, E. *Monographie des Hautes Alpes vaudoises.* Matériaux Carte géol. Suisse. 16me livraison, 1890.

Ritter, E. *La bordure Sud-Ouest du Mont Blanc* (les plis couchés du Mont Joly et de ses attaches). Bulletin Carte géol. de la France, n° 60, 1897.

Id *Le Massif du Haut Giffre. Etude sur le raccord des plis couchés de la vallée de l'Arve avec ceux des Tours Salières et de la Dent du Midi.* Bulletin Carte géol. de la France, n° 61, 1898.

Schardt, H. *Excursion géologique au travers des Alpes occidentales suisses.* Livret-Guide du Congrès géologique international, 1894.

Id. *Géologie des Dents du Midi et des Tours Salières.* Archives des Sc. phys. et nat. Genève, t. XXXI, p. 308, 1894.

Id. *Coup d'œil sur la géologie et la tectonique des Alpes du Canton du Valais.* Bulletin de la Soc. murithienne des Sc. nat. du Valais, t. XXXV, p. 246, 1909.

INDEX ALPHABÉTIQUE

A

Pages.

Aalénien 430
Albien 455
Ane, Tête à 540
Anterne, Col d' 505, 572
Anterne, Chalets d' 501
Anterne, Cascade d' 501, 549
Anterne, Lac d' 572
Anterne, Collet d' 502
Anthracolithique, Système 420
Aptien 452
Arpenaz 545, 547
Avaudrue, Pointe de l' 518
Ayer, Pointe d' 417

B

Balme-Aracles 449, 547
Bajocien 431
Barberine, Plaine de 573
Barberine, Col de 479
Barmaz 531, 533
Barmaz, Dent de 533, 540
Barme-Rousse, Chalets de 512
Bathonien 431
Bay 512
Béda 531
Bedoulien 452
Bellegarde 455
Blanches, Dents 526, 530
Bonaveau 481, 539
Borée, Chalets de 535

Pages.

Bonaveau, Dent de 481
Bostan, Chalets de 527
Bostan Col de 527
Bostan, Signal de 527
Brèches de l'Aptien 453
Brèches du Priabonien 467
Buet, Mont 498

C

Callovien 433
Carbonifère 420
Cathédrale 540
Cavales, Bas des 494
Cénomanien 457
Chambres, Pointe Rousse des 521
Chambres, Vallon des 521, 575
Chamosite 437
Chante Merle 523
Chantet, Faucilles de 500, 549
Charmouthien 430
Chatillon, Col de 418
Cheval Blanc 503
Cime de l'Est 541
Clévieux, Pli couché du 552
Clévieux, Torrent du 569
Cluzanfe, Col de 540, 573
Cluzanfe, Vallon 540
Colloney, Pointe de 417, 513
Colonnaz 455, 546
Commune, Chalets de 496
Commune, Croix de 497
Corne au Taureau 529

Pages.
Corgnieules, formation. 427
Couz, Col de 529
Crétace, Système 443
Criou, Rochers de 524
Croix de Fer. 417, 451
Crombert, Mont 544

D

Dérochoir, Col du 417
Discordance de plissement. . 545, 558, 566
Dogger 431
Doigt 540
Dome 478

E

Emaney, Col d' 479, 542
Emosson 573
Enneigement. 576
Entre deux Eaux, Vallon d' 425
Eperon 540
Eocène 463
Eogène, Système 463
Esserts, Chalets des 454, 571

F

Feniva, Pointe de la 493
Fer à Cheval, Cirque du 496
Flaine, Lac de 571, 575
Flaine, Vallon de 571
Flysch 468
Foilly, anticlinal de. 560
Foilly, Chalets de 522
Foilly, Signal de 416, 530
Fonds, Chalets des 499
Fonds, Glacier des 484
Forteresse 540
Frasse. 451
Frassettes, Chalets des 499

G

Pages.
Gagnerie. 539, 541
Gault 455
Gargasien. 453
Géanticlinal helvétique 475
Géosynclinal dauphinois 475
Géosynclinal valaisan 475
Gers, Lac de. 572
Golette de l'Oula 415, 538
Golèze, Col de 414, 529
Grands Vents 417, 468, 571
Grasse Chèvre, Chalets de . . . 500, 549
Grenairon 495
Grès noirs de l'Albien 456

H

Haute Cime 539
Hauterivien 447

I

Infravalanginien 444

J

Jaune, Dent 540
Joly, Mont 544
Jorat, Col du 542
Joux, Granges de la. 437
Jurassique, Système 429

L

Labérieux, Chalet de 467
Lapié 576
Leschaud, Col de 505
Lias 429
Lignon, Chalets de 571

Pages.

Luisin 424
Lunachelle 452
Lusitanien 439
Luzier, Torrent de 545

M

Malm 440
Marlioz 545
Midi, Dents du 539
Minerai de fer 437
Mirantin, Mont 544
Miribel, Chalets de 545
Moede 420
Molasse rouge 470
Mont 431
Morcles, Dents de 541

N

Nambride 496
Néocomien 443
Nummulitique 464

O

Odda 577
Oligocène 468
Oolithes ferrugineuses 437
Oreb, Mont 504
Ottans, Tête des 483
Outray, Chaîne d' 543
Oxfordien 434

P

Pas Nats 490
Paresseux, Col des 540
Pelouze, Tête 418
Pernant 466
Peruaz, Tête de 444
Places, Pointe des 507
Platé, Chalets de 513
Platé, Massif de 417
Pormenaz 420
Portettaz, Col de la 510
Prazon, Glacier du 486
Pré de Saix, Tête de 571
Priabonien 464
Pseudoolithes 450
Puaires, Combe aux 417

Q

Quartzites 425
Quartzites-grès 425

R

Ressachat, Pointe de 517
Rippaz, Torrent de 545
Rosses, Pointe des 487
Rosses, Mur des 485
Rosses, Tête des 486
Rouges, Aiguilles 505
Rousse, Pointe 547
Ruan, Mont 481
Ruan, Petit Mont 482

S

Salanfe 477
Sagerou, Col du 483
Sagerou, Mont 483, 561
Salenton, Aiguille de 506
Salenton, Col du 505
Salière, Tour 477
Salles, Chalets de 508
Salles, Pointe de 507
Salvadon 517, 575
Salvagny 499
Sambet, Pointe de 515
Sauflaz 481

	Pages.
Sédimentation	473
Sénonien	460
Servoz	422
Sidérolithique	463
Stéphanien	420
Stratification	471
Stratigraphie	419
» conclusions	471

T

Tanneverge, Col de	492
Tanneverge, Pâturage de	491
Tanneverge, Pic de	489
Taureau, Pas au	417
Taveyannaz, Grès de	469
Tectonique	543
Tenneverdze, Col de	492
Tenneverdze, Pic de	489
Tête Noire	497
Teta perfia	494
Tines	449, 568
Tongrien	468
Tour, La	478
Tour Salière	477
Trias	423
Trient	423
Tuet, Pointe de	526
Turonien	461

U

Urgonien	448

V

Valanginien	443
Varan, Chalets de	512
Varens, Aiguilles de	512
Verel, Combe de	571
Vergys	449
Vernant, Lac de	571
Vieux, Col du	502
Vieux Emosson	493, 574
Villy	420
Vocconant, Cirque de	571
Vogealle	537, 574

TABLE DES MATIÈRES

Pages.

PRÉFACE 111

INTRODUCTION GÉOGRAPHIQUE 114

1. Généralités. 114
2. Région entre le Rhône et le Giffre. 115
3. Région entre le Giffre et l'Arve. 117

PREMIÈRE PARTIE

Stratigraphie.

INTRODUCTION 119

SYSTÈME ANTHRACOLITHIQUE. . . 120

Carbonifère (Stéphanien). . . . 120

1. Généralités 120
2. Les conglomérats 121
3. Les grès 121
4. Les schistes 122
5. Distribution 123

SYSTÈME TRIASIQUE 123

Trias 123

1. Généralités 123
2. Répartition et rôle orographique . . 124
3. Les quartzites 125
4. Les schistes rouges et verts 127
5. Les calcaires dolomitiques et les cargneules 127

SYSTÈME JURASSIQUE 129

Lias 129

1. Généralités 129
2. Lias inférieur calcaire 130
3. Lias supérieur schisteux 130
4. Répartition et rôle orographique . . 131

Dogger (Bajocien-Bathonien). 131

1. Généralités, ... 131
2. Composition chimique 132

Callovien 133

Oxfordien 134

1. Généralités 134
2. Répartition et rôle orographique . . 136
3. Le minerai de fer oolithique. . . 137

Lusitanien 139

Malm (Jurassique supérieur amt.) . . 140

1. Généralités. 140
2. Mode de formation 140
3. Composition chimique 141
4. Répartition et rôle orographique . . . 142

Pages.

SYSTÈME CRÉTACÉ 143

Valanginien 143

1. Généralités 143
2. Schistes marneux noirs à *Thurmannia Boissieri*. 144
3. Calcaires gris ou calcaires valanginiens . 146

Hauterivien 147

1. Généralités 147
2. Répartition 148

Urgonien (Barrémien) 148

1. Généralités 148
2. Distribution et rôle orographique . . . 150

Aptien 152

1. Généralités 152
2. Bedoulien. Calcaires à *Orbitolina lenticularis* 152
3. Gargasien. Brèches à gros éléments . . 153
4. Répartition et rôle orographique . . 154

Albien (Gault) 155

1. Généralités 155
2. Mode de formation des grès de l'Albien . 156
3. Répartition et rôle orographique 157

Cénomanien 157

Sénonien 160

1. Généralités 160
2. Répartition et rôle orographique 161

SYSTÈME EOGÈNE. 163

Eocène 163

Sidérolitique 163

Nummulitique (Priabonien) . . 164

Oligocène (Tongrien) 168

Flysch 168

1. Les schistes jaunes 168
2. Les grès du Flysch 168
3. Les grès de Taveyannaz 169
4. Molasse rouge. 170

Conclusions sur la Stratigraphie 171

1. De la stratification 171
2. Le géanticlinal helvétique. 175

DEUXIÈME PARTIE

Description géologique.

INTRODUCTION . 177

Tour Salière 177

1. Versant de Salanfe 177
2. Versant d'Emaney et de Barberine. 179

Pages.

Le Mont Ruan . 481
Le Mur des Rosses 485
La Tête des Rosses 486
La Pointe des Rosses. 487
Pic de Tanneverge (Tenneverdze) 489
La Pointe de la Feniva (Finive). 493
Grenairon 495
Le Mont Buet . 498
1. Introduction 498
2. Le Cirque des Fonds et le Col d'Anterne. 499
3. L'arête Nord-Est ou du Cheval Blanc. 502
4. L'arête Sud-Ouest ou du Col d'Anterne . 504
5. La face Sud 505
6. Résumé. 506
La Pointe de Salles 507
Aiguille de Varens . 512
La Pointe de Sambet. . 515
La Pointe de l'Avaudrue . 518
La Chaine des Dents Blanches . 526
1. La Pointe de Tuet 526
2. Le vallon et le signal de Bostan. 527
3. La Corne au Taureau . 529
4. Les Dents Blanches. 530
5. La Dent de Barmaz. 533
6. De Sixt à Samoëns . 535
7. Résumé. 538
Les Dents du Midi et Gagnerie . 539

TROISIÈME PARTIE

Tectonique.

INTRODUCTION 543
Les plis de la rive droite de l'Arve . 545
1. Les plis dans le Dogger 545
2. Les plis dans le Malm . 545
3. Les plis dans le Crétacé 546
Les plis entre l'Arve et le Giffre 547
1. Les plis du Dogger . . 547
2. Les plis du Malm 549
3. Les plis dans le Crétacé et le Tertiaire 549
Les plis sur la rive droite du Giffre et du Torrent des Fonds . 551
Le pli couché du Clévieux 552
1. Généralités. 552
2. Raccord du pli du Clévieux avec les plis du Grenairon et de Tenneverdze. 553
3. Causes de l'ampleur de l'anticlinal couché du Clévieux 554
4. Résumé. 554

Pages.

Les plis dans le Massif jurassique du Haut Giffre 555
1. Les plis du Grenairon 555
2. Les plis du Grenairon dans la chaine Pic de Tenneverdze-Tour Salière . . 556
Les plis du Dogger dans la chaine Buet-Cheval Blanc-Pointe de la Feniva . 558
Les plis dans le Crétacé entre le Giffre et le Rhone . . 559
1. Généralités. 559
2. Synclinal de la Pointe de l'Avaudrue . 560
3. Anticlinal de Foilly. 560
4. Synclinal de Foilly . 561
5. Anticlinal de Barmes 561
6. Synclinal de Barmes 561
7. Anticlinal de la Pointe de Tuet. . . 561
8. Synclinal de Bostan. . 562
9. Anticlinal de Bostan 562
10. Raccords avec les plis du Crétacé de la rive droite de l'Arve. 563
Le pli couché Tour Salière-Dents du Midi . 563
1. Relations entre les Dents du Midi et la Tour Salière 563
2. Disparition de la série normale du synclinal sous-jacent. . . 564
3. Racine de la nappe . 565
Conclusions 566

QUATRIÈME PARTIE

Morphologie.

La Vallée du Giffre . 567
1. Origine 567
2. La barre rocheuse des Tines et la vallée de surcreusement glaciaire. . 568
3. Le Torrent des Fonds et ses affluents. 569
4. Le Clévieux . 569
Les Cirques 570
1. Introduction 570
2. Les Cirques entre l'Arve et le Giffre . 570
3. Les Cirques entre le Rhône et le Giffre . 572
4. Conclusions 575
L'enneigement dans les dix dernières années. 576
Les Lapiés . . . 576
BIBLIOGRAPHIE . . . 579
INDEX ALPHABÉTIQUE 581

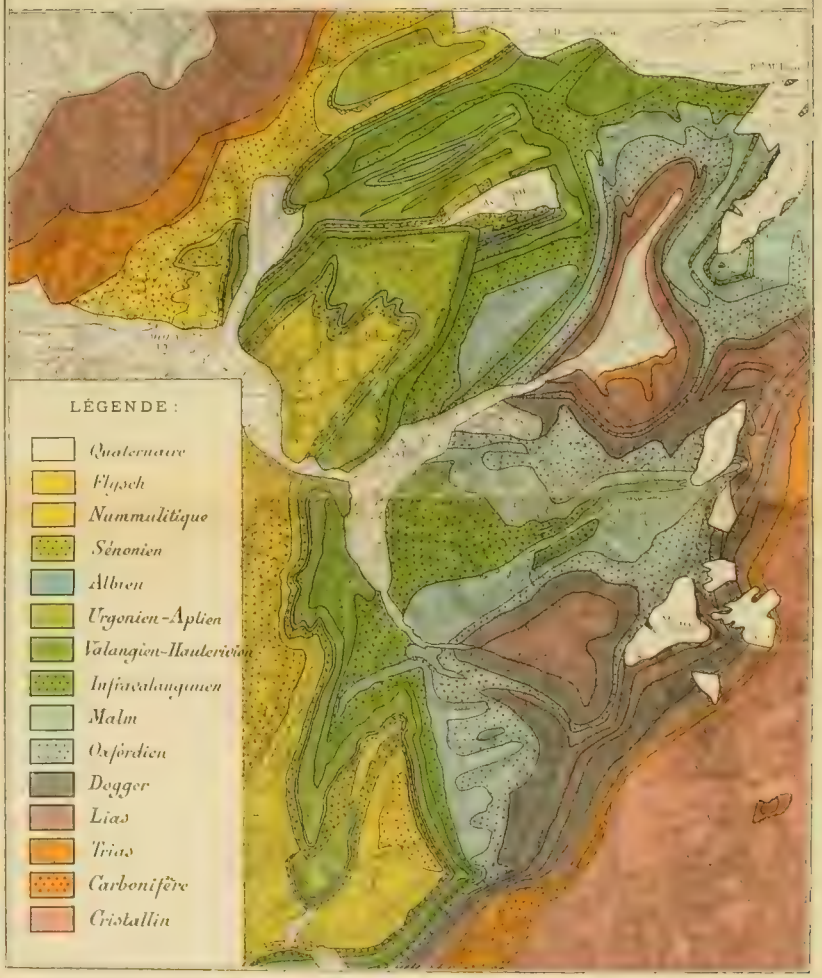
CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF DU HAUT GIFFRE

par

Léon W. Collet

publiée avec l'autorisation du Directeur du Service de la Carte géologique de la France.

Extrait de la carte de France au 1 : 80,000 publiée par le Service géographique de l'Armée.



Léon W. COLLET, Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône.

EXPLICATION DE LA PLANCHE 9

Fig. 1. Le pli anticlinal du Mur des Rosses (description p. 485) et la chaîne des Rosses, sur le versant de Barberine. Vue prise du glacier des Fonds.

Fig. 2. Le synclinal de Sénonien, sous le sommet de la Pointe de l'Avaudrue (description p. 520).

Fig. 1. *Cliché L. W. Collet.*

Phototypie Sadag, Genève. Fig. 2. *Cliché L. W. Collet.*

L.-W. Collet. — Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône

EXPLICATION DE LA PLANCHE 10

Le Fond de la Combe, sous le Mur des Rosses, et les chalets de Borée. (Voir p. 535.)

Phototypie Sadag, Genève. *Cliché L. Moliy.*

L.-W. Collet. — Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône

EXPLICATION DE LA PLANCHE 11

Partie Sud du Cirque du Fer à Cheval. Vue prise à l'W. des chalets de Borée.

L.-W. Collet. — Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône

EXPLICATION DE LA PLANCHE II

Cheval. Vue prise à l'W. des chalets de Boré

L.-W. Collet. — Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône

EXPLICATION DE LA PLANCHE 12

Fig. 1. Les Dents Blanches de Champéry, vues du Signal de Bostan.
N. Nummulitique. — S. Sénonien — G. Gault. — A. Aptien. — U^2. Lumachelle à Rhynchonelles. — U^1. Urgonien. — H. Hauterivien. — V. Valanginien. (Voir p. 526.)

Fig. 2. Le Mont Buet, vu du Col du Vieux. (Voir p. 502.)

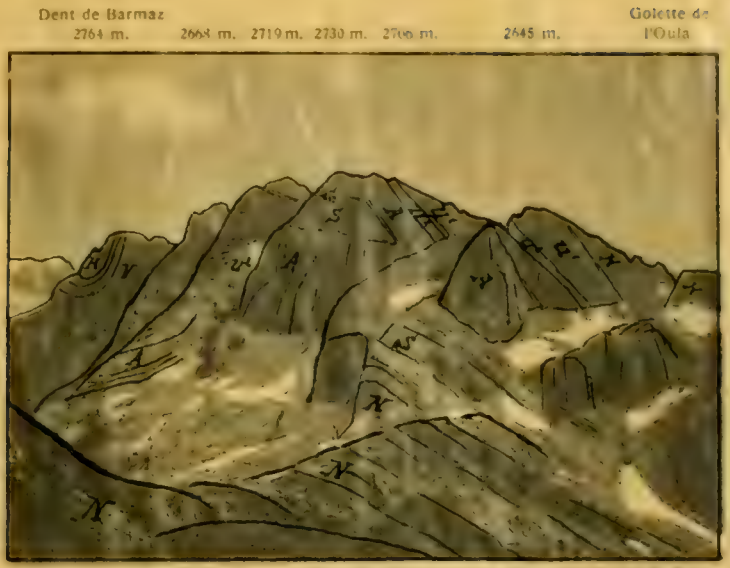
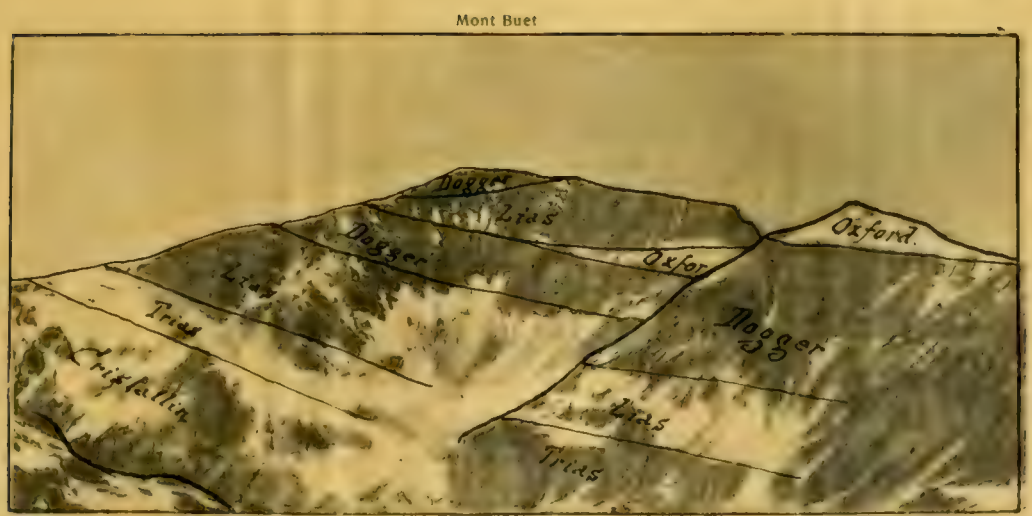


Fig. 1.

Cliché R. Perret.



Phototypie Sadag, Genève.

Fig. 2.

Cliché L. W. Collet.

Fig. 1. Les Dents Blanches de Champéry, vues du Signal de Bostan
N. Nummulitique. — S. Sénonien — G. Gault. — A. Aptien. — U². Lumachelle à Rhynchonelles. — U¹. Urgonien. — H. Hauterivien. — V. Valanginien. (Voir p. 526.)

Fig. 2. Le Mont Buet, vu du Col du Vieux. (Voir p. 502.)

Fig. 1. *Cliché R. Perret.*

Phototypie Sadag. Genève. Fig 2. *Cliché L. W. Collet.*

L.-W. Collet. — Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône

EXPLICATION DE LA PLANCHE 13

Fig. 1. Les plis du Malm, entre le Petit Mont Ruan et le Col de Sagerou. Vue prise du Col de Cluzanfe. (Voir p. 483.)

Fig. 2. Le synclinal d'Infravalanginien noir, près des chalets de Vogealle. Remarquer le décollement périphérique de l'anticlinal de Malm sus-jacent. (Voir p. 537.)

Fig. 1. *Cliché L. W. Collet.*

Phototypie Sadag, Genève. Fig. 2. *Cliché L. W. Collet.*

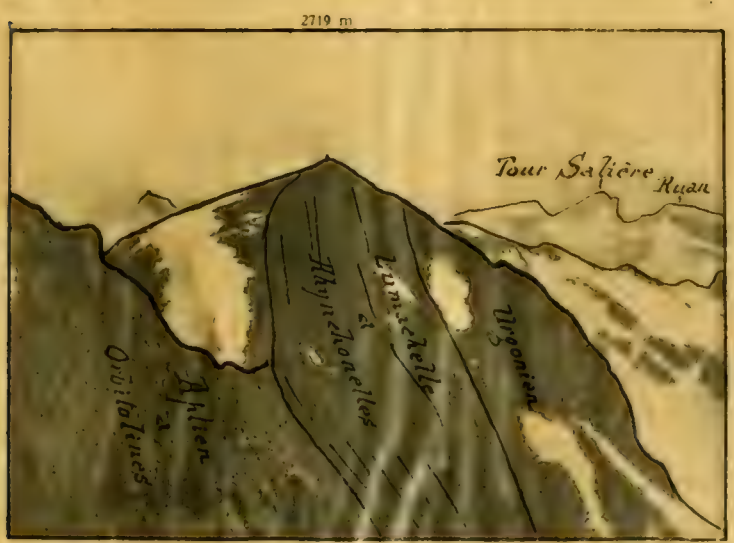
L.-W. Collet. — Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône

EXPLICATION DE LA PLANCHE 14

Fig. 1. Les Dents Blanches de Champéry, à l'Est du Point 2719.

Fig. 2. Le sommet 2719 des Dents Blanches, vu du sommet 2730. (Voir p. 532.)

Fig. 1 *Cliché Ch. Duperrex.*

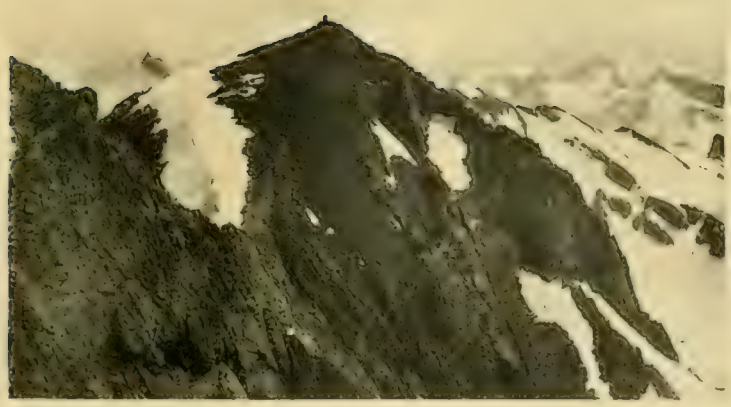


Phototypie Sadag, Genève. Fig. 2. *Cliché Ch. Dup*

hampéry, à l'Est du Point 2749.

vu du sommet 2730. (Voir p. 532.)

Fig. 1 *Cliché Ch. Duperrex.*



Phototypie Sadag, Genève. Fig. 2. *Cliché Ch. Duperrex.*

L.-W. Collet. — Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône

EXPLICATION DE LA PLANCHE 15

Fig. 1. La plaine de Barberine (voir p. 573) et la Pointe de la Feniva. Vue prise sous le glacier des Fonds. Remarquer le replat neigeux qui traverse la Pointe de la Feniva. Il indique la trace du plan de chevauchement. (Voir p. 491.)

Fig. 2. Le lac de Foilly, le vallon des Chambres et la Pointe de l'Avaudrue. Vue prise en aval du lac. (Voir p. 521.)

Pointe de la Feniva

Fig. 1. *Cliché A Brun.*

Vallon des Chambres Pte de l'Avaudrue

Phototypie Sadag, Genève. Fig. 2. *Cliché Ch. Wissmer.*

L.-W. Collet — Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône

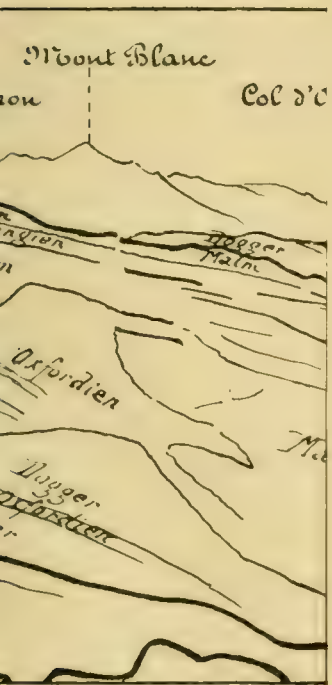
EXPLICATION DE LA PLANCHE 16

Le lac de Vogealle (voir p. 574) et la chaîne Rosses-Pic de Tenneverdze. Vue prise de la Golette de l'Oula.

L.-W. Collet. — Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône

EXPLICATION DE LA PLANCHE 17

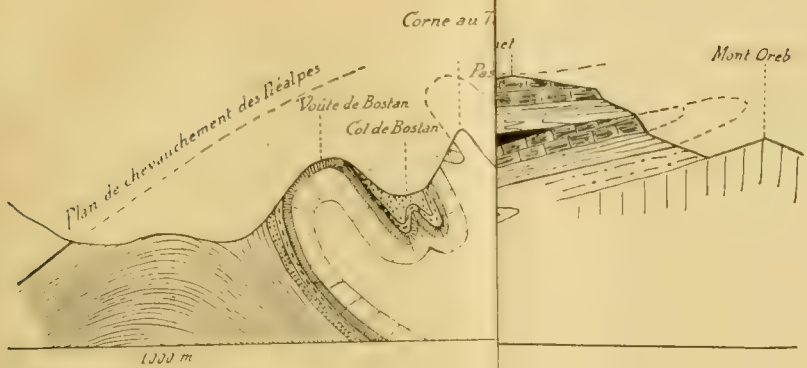
Panorama géologique des Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône, pris du sommet de la Pointe de l'Avaudrue (2672^{m}).

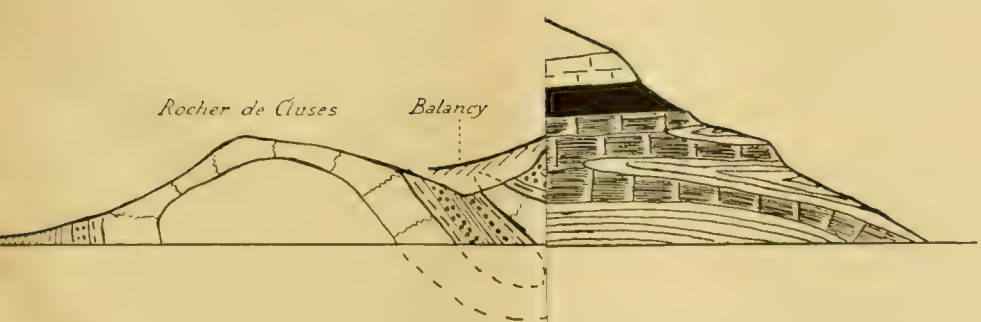


pris de la Pointe d

Mem. Soc. phys. et hist. nat. Geneve T. 36 (1910)

Panorama géologique des Hautes Alpes Calcaires entre Arve et Rhône, pris de la Pointe de l'Avaudrue (2672 m.)





LÉGENDE

- Flysch.
- Nummulitique.
- Sénonien.
- Aptien-Albien.
- Urgonien.
- Néocomien.
- Malm.
- Oxfordien.
- Dogger.
- Lias.
- Trias.
- Cristallin.

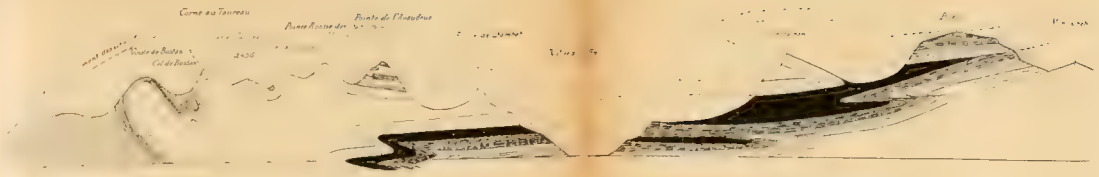


Fig. N° 2. — Profil des Hautes Alpes calcaires sur la rive droite du Giffre entre les Préalpes et le Cristallin des Aiguilles Rouges

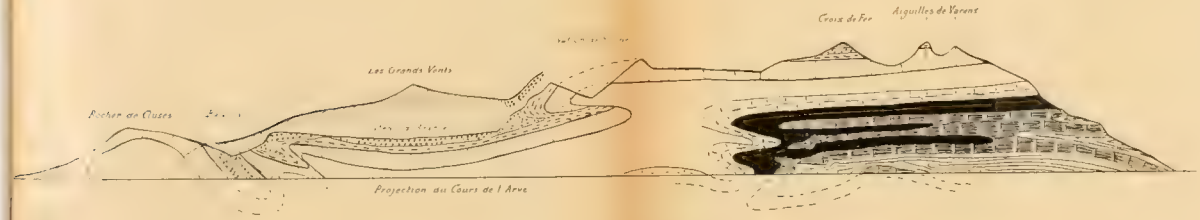


Fig. N° 1 — Profil de la rive droite de l'Arve (d'après E. Ritter).
Dans ce profil, l'Aptien et l'Albien sont compris dans l'Urgonien

PUBLICATIONS

DE LA

SOCIÉTÉ DE PHYSIQUE ET D'HISTOIRE NATURELLE

DE GENÈVE

La Société peut disposer de deux collections complètes de ses *Mémoires.* (Tomes 1-36 et volume du centenaire.) Pour traiter, s'adresser au secrétaire des publications. (Adresse de la Société : M. le secrétaire des publications de la Soc. de physique, P. A. : au Museum d'hist. naturelle, Genève, Suisse.)

Comptes rendus des séances de la Société (in-8°). Tomes I-XXVI (1884-1909). Prix Fr. 25

Liste des publications des membres de la Société (1883) in-8° avec supplément (1896) Prix . . . . . Fr. 4

Imprimerie Albert Kündig, Genève.

New York Botanical Garden Library
3 5185 00289 4663